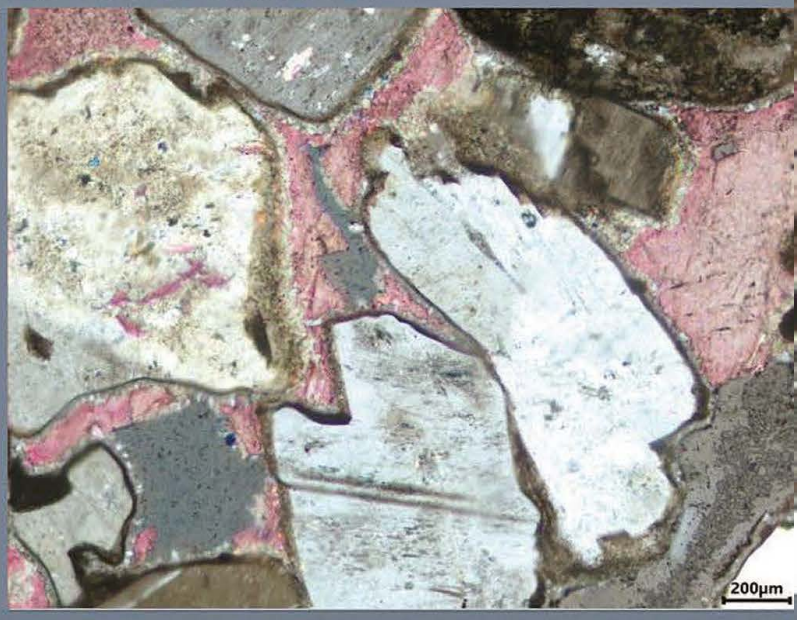
PETROLOGÍA DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

CARLOS O. LIMARINO · SERGIO A. MARENSSI
PATRICIA L. CICCIOLI



PETROLOGÍA DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

Carlos O. Limarino, Sergio A. Marenssi & Patricia L. Ciccioli

Carlos O. Limarino
Profesor Emérito Universidad de Buenos Aires
Investigador Superior CONICET

Sergio A. Marenssi
Profesor Asociado Universidad de Buenos Aires
Investigador Superior CONICET

Patricia L. Ciccioli
Profesora Adjunta Universidad de Buenos Aires
Investigadora Independiente CONICET

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), y a todos aquellos que compartieron con nosotros todos estos años de docencia e investigación.

A nuestras familias por su incondicional apoyo, constante aliento y permanente comprensión

Esta obra, en su formato PDF, es de libre acceso. Su comercialización está estrictamente prohibida. La reproducción parcial de su contenido está permitida con la sola mención de la fuente.

Citación:
Limarino, C.O; Marenssi, S.A. & Ciccioli, P.L. (2025). Petrología de areniscas y conglomerados. 684 páginas, Buenos Aires.
ISBN: 978-631-00-9948-4

PREFACIO

La petrología de rocas sedimentarias, y en particular la de areniscas y conglomerados, proporciona a la geología valiosas herramientas a escala microscópica que aún no han sido plenamente aprovechadas. Desde el estudio de los sedimentos sueltos, que aportan información sobre la dinámica de los ambientes sedimentarios, hasta los análisis composicionales de clastos, útiles para desentrañar la naturaleza de las áreas de aporte y la paleogeografía de las cuencas, se despliega un vasto campo de investigación. Este incluye procesos diagenéticos, estudios ambientales a nivel de microfacies, parámetros petrológico-geoquímicos, análisis de reservorios clásticos y aportes a la paleoclimatología, por mencionar sólo los más relevantes.

En los próximos años no solo la geología, sino también las Ciencias de la Tierra en general, enfrentarán el desafío de perfeccionar las escalas de observación, explorando la microescala como una vía para lograr una descripción más completa de los sistemas geológicos. Un ejemplo elocuente lo ofrece el estudio de los paleoambientes sedimentarios, ampliamente desarrollados desde la década de 1960. Estos se han basado casi exclusivamente en observaciones de campo que permiten definir la facies sedimentaria, unidad fundamental de los ambientes depositacionales. Sin embargo, para profundizar el conocimiento de las características físicas de los sistemas sedimentarios la escala macroscópica no es suficiente. El análisis microscópico se vuelve entonces indispensable para abordar con mayor precisión distintos aspectos como la velocidad de las corrientes, el grado de concentración de los flujos (normales versus hiperconcentrados), la segregación de determinados tipos de clastos, o la identificación e interpretación de microestructuras sedimentarias, entre muchos otros.

Mención especial merece el estudio de las propiedades petrofísicas de las rocas reservorio. Como se verá a lo largo de este libro, la escala microscópica permite comprender el origen de parámetros como la porosidad, la permeabilidad y la transmisibilidad de fluidos. Sin la observación de secciones delgadas no es posible entender cómo y por qué varían estos parámetros dentro de una roca, ni analizar con claridad la compartimentación de los reservorios o los potenciales daños que pueden sufrir durante su explotación.

La petrología también ofrece un campo fértil para la integración con otras ramas de las Ciencias de la Tierra, como por ejemplo la geoquímica sedimentaria o la petrofísica, por citar sólo algunas. En el primer caso, la integración entre estudios petrológicos y geoquímicos resulta esencial para comprender cómo y por qué los elementos químicos, o sus compuestos, se distribuyen en los cuerpos de roca. En cuanto a las caracterizaciones petrofísicas de areniscas y conglomerados, la combinación de datos obtenidos en laboratorio por físicos e ingenieros, sumada a las observaciones microscópicas del petrólogo permiten una mejor comprensión del sistema roca-fluido. Algunos ejemplos de este tipo de integración se abordan en la cuarta parte de este libro.

En síntesis, la petrología sedimentaria es una rama en constante desarrollo, con aplicaciones concretas que abarcan desde aspectos prácticos, como el análisis de reservorios o la evaluación de microestructuras en fundaciones de obras civiles, hasta áreas más científicas, como la reconstrucción paleogeográfica, la tipificación de cuencas o el estudio de procesos diagenéticos.

Nos separan casi tres décadas del libro "*Petrología y diagénesis de rocas clásticas*" publicado por Scasso y Limarino en 1997. Desde entonces, han surgido nuevas técnicas, se han revisado metodologías y, sobre todo, se ha generado una valiosa y abundante información aportada por numerosos autores sobre el sistema roca a nivel microscópico. Con este libro, los autores aspiran a contribuir a una mayor difusión en lengua española de los estudios petrológicos modernos de las rocas sedimentarias y sus aplicaciones.

CONTENIDO

Primera parte: Origen y caracterización de clastos

Capítulo 1. Introducción a la petrología de areniscas y conglomerados 1
Comentarios iniciales 1
Estructura del libro 4
La petrología sedimentaria: síntesis de su evolución y perspectivas 5
La petrología sedimentaria en el contexto de la sedimentología: unidades de trabajo y sus relaciones 12
Bibliografía 14

Capítulo 2. De la roca al sedimento: el ciclo exógeno en la petrología sedimentaria 19
Introducción 19
Meteorización y formación de sedimentos 20
Meteorización física 23
Meteorización química 25
Factores controlantes de la meteorización 28
Zonación en el regolito y frente de meteorización 31
Meteorización en la petrología sedimentaria 35
Transporte y depositación de sedimentos 38
Mecanismos de transporte en ambientes eólico: una síntesis 39
Mecanismos de transporte en ambiente fluvial 44
Mecanismos de transporte en ambientes subácueos: una síntesis 49
Bibliografía 52

Capítulo 3. Tamaño de grano de sedimentos 57
Introducción 57
Las escalas granulométricas 58
La escala Udden-Wentworth 60
Otras escalas granulométricas 63
Recientes propuestas de escalas granulométricas 64
Estudios granulométricos 65
Análisis estadísticos 70
Significado geológico de los parámetros estadísticos 73
Clasificación de los agregados sedimentarios 75
Significado geológico de los estudios granulométricos 77
Bibliografía 82

Capítulo 4. Forma de clastos 92
Introducción 92
Caracterización bidimensional 93

Texturas superficiales 103
Caracterización tridimensional 106
Desarrollo y perspectivas de los estudios de forma 111
Bibliografía 113

Segunda parte: Diagénesis, tipos de rocas sedimentarias y sus propiedades

Capítulo 5. Diagénesis 121
Introducción 121
Límites y controles de la diagénesis 124
Productos diagenéticos 141
Métodos de estudio 159
Regímenes diagenéticos 161
Historia diagenética 164
Bibliografía 168

Capítulo 6. Clasificación de areniscas 180
Introducción 180
Control del tamaño de grano 181
Composición de los clastos en areniscas 183
El problema de la matriz 198
Efecto del transporte y el clima sobre la composición de la fracción clástica 203
Las primeras clasificaciones petrográficas 204
Clasificaciones de areniscas: los criterios empleados 207
Consideraciones finales sobre las clasificaciones petrográficas de areniscas 222
Clasificaciones químicas de areniscas 224
Bibliografía 226

Capítulo 7. Suites de areniscas 233
Introducción 233
Suite de arenitas cuarzosas 235
Suite de arcosas potásicas 242
Suite de arcosas plagioclásicas 247
Suite de arenitas líticas volcánicas 249
Suite de arenitas líticas sedimentarias y metamórficas 255
Suite de wackes 257
Suite de las areniscas intracuencales, híbridas y misceláneas 260
Bibliografía 262

Capítulo 8. Conglomerados y brechas 269
Introducción 269
Tipos de psefitas 269

Clasificación de conglomerados y brechas extraformacionales 274
Clasificación de conglomerados y brechas intraformacionales e híbridas 281
Principales tipos (suites) de conglomerados 284
Bibliografía 290

Capítulo 9. Textura y fábrica 294
Introducción 294
Textura en areniscas y conglomerados 295
Fábrica de areniscas y conglomerados 301
Orientación de clastos 301
Heterogeneidad de la fábrica 304
Empaquetamiento 309
Fábricas de alteración química 313
Fábrica de cementos 317
Caracterización petrográfica: estratigrafía de cementos 322
Bibliografía 326

Capítulo 10. Porosidad y permeabilidad 332
Introducción 332
Tipos de porosidad 333
Factores que controlan la evolución de la porosidad en subsuelo 343
Preservación de la porosidad primaria 349
Formación de la de porosidad secundaria 352
Medición de la porosidad 354
Permeabilidad 362
Porosidad, permeabilidad y petrología sedimentaria 364
Bibliografía 369

Tercera parte: Autigénesis y reemplazos durante la diagénesis

Capítulo 11. Autigénesis de tectosilicatos 376
Introducción 376
Cementos de cuarzo 376
Origen del cemento silíceo 390
Cementos de feldespatos 406
Cementos de zeolitas 414
Bibliografía 425

Capítulo 12. Cementos y autigénesis de filosilicatos en areniscas 437
Introducción 437
Tipos genéticos de arcillas en areniscas 437
Cementos de minerales de arcilla 440

Grupo de la caolinita 441
Origen de la caolinita 446
Evolución diagenética de la caolinita y sus polimorfos 451
Grupo de la serpentina 453
Cementos arcillosos con estructura T-O-T 454
Grupo de las micas 459
Origen y evolución diagenética de la illita 463
Origen y transformación diagenética de la glauconita 467
Grupo de las cloritas 468
Palygorskita y sepiolita 472
Bibliografía 473

Capítulo 13. Autigénesis y cementación en carbonatos, sulfatos y misceláneos 483
Cementos y reemplazos de carbonato 483
Descripción de los cementos de carbonato 483
Origen de los cementos carbonáticos 491
Cementos carbonáticos y porosidad secundaria 498
Sulfatos y haluros 501
Descripción de los cementos 502
Cementos evaporíticos y porosidad secundaria 505
Origen de los sulfatos y haluros como cementos 506
Bibliografía 509

Capítulo 14. Cementos y reemplazos ferruginosos 514
Introducción 514
Cementos de óxidos y óxidos hidratados de hierro 514
Zonas decoloradas y concreciones ferruginosas en areniscas 520
Bancos rojos y cementos de óxidos de hierro 528
Sulfuros de hierro 532
Origen de la pirita y marcasita 535
Bibliografía 539

Cuarta parte: Ejemplos de aplicación de la petrología de areniscas y conglomerados

Capítulo 15. Petrología aplicada a los estudios de proveniencia 546
Introducción 546
Modas detríticas de minerales livianos en areniscas: los componentes modales 548
Aspectos particulares de algunos componentes modales 549
Efecto del tamaño de grano sobre las modas detríticas 552
Significado geológico de las modas detríticas 556

Modas detríticas en areniscas y áreas de proveniencia 557
Influencia del clima, transporte y diagénesis sobre las modas detríticas 565
Unidades de trabajo: petrofacies, petrosomas y provincias 571
Estrategias en el análisis de áreas de proveniencia basada en modas detríticas en areniscas 573
Geoquímica en estudios de procedencia y paleoclima 580
Modas detríticas de minerales pesados 588
Geocronología de minerales pesados 595
Composición de las gravas: procedencia de conglomerados 599
Consideraciones finales y perspectivas 607
Bibliografía 609

Capítulo 16. Petrología aplicada al estudio de reservorios 621
Introducción 621
Daño de formación 621
Mecanismos involucrados en el daño de formación 622
Índice de daño de formación 626
Expansión de arcillas (swelling) 629
Petrología aplicada al estudio integrado de la porosidad 636
Compartimentación y heterogeneidad de reservorios 643
Bibliografía 651

Capítulo 17. Petrología sedimentaria y estratigrafía secuencial 657
Introducción 657
Estratigrafía secuencial y petrografía sedimentaria 659
Relación entre petrofacies y el marco estratigráfico secuencial 662
Estratigrafía secuencial y diagénesis 665
Bibliografía 678

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN A LA PETROLOGÍA DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

- *Comentarios iniciales*
- *Estructura del libro*
- *La petrología sedimentaria: síntesis de su evolución y perspectivas*
- *La petrología sedimentaria en el contexto de la sedimentología: unidades de trabajo y sus relaciones*

COMENTARIOS INICIALES

El inicio de cualquier obra suele partir de la necesidad de definir la materia de estudio, identificar su campo de aplicación y, en algunos casos, establecer la relación con otras áreas del conocimiento. La petrología sedimentaria puede definirse como: "el conjunto de estudios realizados a escala microscópica sobre sedimentos y rocas sedimentarias, que contribuyen al conocimiento de escalas de trabajo más amplias". Esta definición se propone únicamente como una aproximación conceptual a la petrología, sin intención de que sea adoptada de manera general por otros autores. Su propósito es destacar algunos aspectos que se consideran críticos al abordar el campo de los estudios petrológicos y su vínculo con otras ramas de la sedimentología.

En primer lugar, definimos a la petrología sedimentaria como la suma de estudios desarrollados en el ámbito microscópico, ya que incluye no solo la información obtenida mediante el microscopio petrográfico, sino también la proveniente del microscopio de cátodo-luminiscencia, diversos tipos de microscopios electrónicos, análisis por difracción de rayos X y otras técnicas menos frecuentes utilizadas en estudios específicos, como la microtomografía, la microscopía Raman o distintos clases de espectroscopía de campo, entre muchas otras. A estos estudios debe añadirse la información proporcionada por la geoquímica de rocas, tanto de elementos principales como de elementos traza.

El segundo punto de la definición resalta que la petrología sedimentaria se ocupa tanto de los sedimentos como de las rocas sedimentarias, y, en consecuencia, se diferencia de la petrología ígnea o metamórfica, enfocada en el estudio de rocas propias de esos respectivos campos. Esta diferencia, aunque pueda parecer sutil, pone de relieve la estrecha relación, que no puede ser pasada por alto, entre sedimento y roca sedimentaria, dado que los primeros dan origen a las segundas a través del proceso de diagénesis (Fig. 1.1).

En consecuencia, la petrología sedimentaria no se limita a analizar los productos de descomposición de las rocas expuestas (Capítulo 2 de este libro), sino que también abarca la caracterización de los sedimentos (como el tamaño de grano y los parámetros de forma, tratados en los Capítulos 3 y 4), la transformación del sedimento en roca sedimentaria mediante procesos diagenéticos (Capítulos 5 al 10), y los fenómenos de autigénesis, es decir, la formación de nuevos minerales en profundidad (Capítulos 11 al 14).

El tercer, y último concepto de la definición, se refiere a que contribuye al conocimiento en estudios más integrales, lo cual es considerado fundamental por los autores, pues como se verá a lo largo de toda la obra, uno de los propósitos del libro es mostrar como la petrología sedimentaria puede contribuir significativamente a otras escalas de trabajo más amplias.

En los últimos años, la petrología de rocas sedimentarias, y en particular la de areniscas, ha experimentado avances considerables. Tanto los estudios diagenéticos, como los de procedencia clástica, se han beneficiado enormemente de nuevas técnicas de análisis e instrumentos más sofisticados. Como resultado, la petrología se ha convertido en un campo fértil para estudios cada vez más innovadores, especialmente dentro de lo que podríamos llamar el ámbito de la "microescala".

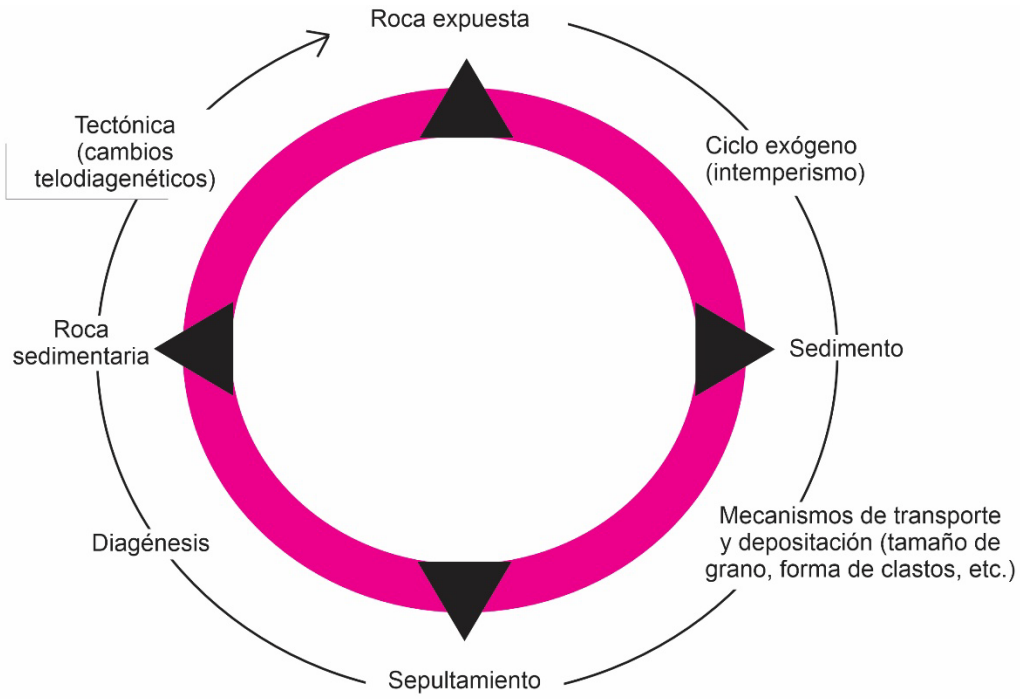


Figura 1.1. Campo de acción de la petrología sedimentaria mostrando como sus estudios incluyen tanto a sedimentos como a rocas.

Trabajar a nivel microscópico no debe llevarnos al error de pensar que esta es nuestra única área de estudio. Limitar las observaciones y conclusiones exclusivamente a este nivel puede generar un cierto aislamiento conceptual, bajo la falsa suposición de que los estudios microscópicos, por sí solos, pueden resolver problemas que en realidad requieren

un enfoque a meso y mega escala. Ni la petrología se reduce a los estudios de laboratorio con el microscopio, ni las modas detríticas, por sí solas, son suficientes para determinar el tipo geotectónico de una cuenca.

La filosofía general de este libro, reiterada a lo largo de distintos capítulos, es que existe una continuidad lineal entre las escalas micro, meso y megaescala en los estudios geológicos. En este sentido, la petrología constituye un componente fundamental dentro de los estudios integrados que vinculan a petrógrafos, geólogos de campo y, eventualmente, geofísicos e ingenieros. No debemos olvidar que la roca o el sedimento analizado contiene una gran cantidad de información, la cual debe ser interpretada desde múltiples ópticas y escalas de trabajo. Este enfoque plantea un desafío clave: dejar de concebir al petrógrafo como un profesional aislado en su laboratorio, y entenderlo como parte activa de un equipo capaz de desarrollar estudios verdaderamente multidisciplinarios.

Es probable que estas reflexiones parezcan obvias e incluso redundantes, pero resultan necesarias cuando se observa, especialmente en la industria, cierta desconexión entre la petrología y otras líneas de trabajo.

Un aspecto clave a considerar es el ámbito de aplicación de la petrología en areniscas y conglomerados. A modo de ejemplo, tanto el desarrollo de reservorios como los análisis de estratigrafía secuencial pueden beneficiarse significativamente de la información que proporciona la microescala.

En el primer caso, el estudio de la composición, los patrones de porosidad y los procesos de diagénesis en las capas productivas resulta fundamental. En el segundo, la caracterización e identificación de niveles clave, como horizontes endurecidos, capas bioturbadas, brechas transgresivas y distintos tipos de niveles de condensación, son solo algunas de sus aplicaciones más relevantes.

Estos dos ejemplos ilustran cómo la incorporación de información petrológica a los estudios de rutina no solo enriquece sustancialmente el conocimiento geológico, sino que también puede traducirse en beneficios económicos concretos, especialmente en el manejo eficiente de reservorios.

Finalmente, los autores desean hacer algunas consideraciones sobre el público al que está dirigido este libro. Nuestro propósito es mostrar, de la manera más clara y accesible posible, la importancia de incorporar la petrología en los estudios geológicos. Por ello, esta obra está destinada tanto a estudiantes universitarios de grado y posgrado como a profesionales que, si bien no trabajen directamente en el campo de la petrología, pueden beneficiarse de sus aportes. El lector notará que, en algunas secciones del libro, se hace especial hincapié en casos concretos. Esto responde al objetivo de proporcionar ejemplos prácticos que puedan ser aplicados en distintos contextos profesionales. En otras secciones, con un enfoque más académico, se ha optado por una presentación más abstracta, con el fin de exponer de manera general los conceptos y fundamentos que sustentan los temas tratados.

ESTRUCTURA DEL LIBRO

El libro ha sido dividido en cuatro secciones:1. Producción, caracterización y análisis de sedimentos, 2. Formación y descripción de rocas sedimentarias, 3. Autigénesis y reemplazos y 4. Aplicación de la petrología. En la primera sección se incluye desde los procesos de formación de sedimentos a partir de la roca fuente (Capítulo 2), hasta los análisis texturales (Capítulo 3) y la caracterización morfométrica de clastos (Capítulo 4). La segunda sección se enfoca a los procesos diagenéticos que conducen a la formación de la roca sedimentaria (Capítulo 5), los modelos de clasificación de areniscas y conglomerados (Capítulos 6 y 8), descripción de las diferentes suites de areniscas (Capítulo 7) y el análisis de sus propiedades físicas como la textura y fábrica (Capítulo 9) y la porosidad (Capítulo 10).

La tercera sección se aboca a la descripción y el análisis de la génesis de los minerales autigénicos, ya sea formando cementos o reemplazo de clastos. Se analiza primeramente el grupo de los tectocilicatos, incluyendo al cuarzo, feldespatos y zeolitas (Capítulo 11), para luego pasar a los filosilicatos analizando los principales minerales de arcilla (Capítulo 12). Los cementos y reemplazos de carbonatos y sulfatos son considerados en el Capítulo 13, mientras que los ferrugiosos en el Capítulo 14.

La cuarta sección intenta mostrar la aplicación de la petrología sedimentaria, para lo cual se tomaron tres ejemplos, los estudios de procedencia (Capítulo 15), la aplicación a la caracterización de reservorios (Capítulo 16) y el aporte que puede hacer la petrología a la estratigrafía secuencial (Capítulo 17).

A lo largo del libro términos con significado específico o técnico en el habla inglesa fueron traducidos al español y señalado entre paréntesis la palabra original. En algunos pocos casos anglicismos muy usados en español dentro de la petrología como “coating” y “swelling” fueron empleados a lo largo del texto para referirse al cemento de cobertura o a la expansión de arcillas respectivamente, esta situación ha sido señalada en cada caso.

Adicionalmente, enlaces a trabajos específicos que muestran imágenes de los términos tratados en cada capítulo aparecen en cuadros como el mostrado debajo.

Enlaces a imágenes 2.1: Para perfiles de meteorización
Aquino et al. (2022): https://doi.org/10.3390/min12030305 Imágenes petrográfica de regolitos relacionados a lateritas ricas en niquel (figuras 4, 5 y 6 págs. 8 a 10)
dos Santos et al. (2022): https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106214 Regolito desarrollado bajo condiciones tropicales (Brasil), incluye cortes delgados y alguna imagen de microscopía electrónica)
Domènech et al. (2020): https://www.redalyc.org/journal/943/94370787013/html/ Buenos ejemplos de cortes delgados e imágenes MEB a lo largo del perfil de meteorización.

LA PETROLOGÍA SEDIMENTARIA: SÍNTESIS DE SU EVOLUCIÓN Y PERSPECTIVAS

Como en cualquier otra rama de la ciencia es incierto establecer el momento en que la petrología sedimentaria comenzó su desarrollo, sí resulta claro que en los primeros años fue el estudio de los sedimentos, y no de las rocas sedimentarias, lo que ocupó el centro de la escena. Es así como los sedimentos fueron considerados la columna vertebral de los estudios sedimentológicos y en particular la granulometría y la forma de clastos los temas principales. En lo que respecta a la granulometría, los análisis texturales de arenas comenzaron hacia fines del siglo XIX principalmente sobre sedimentos eólicos (Cornish, 1897; Goodchild, 1897; Udden, 1898, Fig. 1.2), playas marinas (Möller y Swart, 1882) y en menor medida sobre arenas fluviales (Calver, 1853). El principal problema que atravesaron estas tempranas contribuciones fue la falta de una escala granulométrica unificada que permitiera una comparación objetiva de los resultados obtenidos. Los primeros intentos de estandarización se deben a Wanschaffe en 1814 (en Atterberg, 1905, 1909), Orth (1875), Osborne (1887), Udden (1898, 1914) y Wentworth (1922). En este último trabajo se siguió en gran medida los límites propuestos por Udden (1914), efectuando modificaciones nomenclaturales y extendiendo la escala al tamaño grava. La escala así confeccionada se conoce como "escala Udden-Wentworth" que es la que hoy se utiliza a nivel mundial como referencia en estudios sedimentológicos.

Paralelamente a las evaluaciones texturales se desarrollaron, aunque con menor intensidad, investigaciones sobre minerales pesados (tanto traslúcidos como opacos), mayormente con el propósito de identificar su fuente. Ejemplos de estas contribuciones aparecen en los trabajos de Thoulet (1881), Retgers (1895) y Mackie (1896).

El nacimiento del estudio microscópico de rocas sedimentarias se debe a Sorby, quien a partir de 1851 y hasta 1880 describió secciones delgadas de calizas, calizas silicificadas y areniscas utilizando el microscopio de polarización. Posteriores estudios sobre la petrografía de areniscas y rocas carbonáticas lo llevan a ser considerado uno de los padres de la petrografía sedimentaria. Sin embargo, las contribuciones de Sorby no fueron bien acogidos en su momento, Judd (1908) en su obra "*Henry Clifton Sorby, and the Birth of Microscopical Petrology*" expresó "cuando apareció el trabajo *Sobre la estructura microscópica de los cristales*, fue recibido con burla por algunos, con escepticismo por otros y con un desprecio casi universal. No obstante, su autor, el Sr. Sorby, vivió para ver la Petrografía Microscópica reconocida en todo el mundo como una de las ramas más importantes de la ciencia geológica, para presenciar la aparición, año tras año, de una enorme cantidad de literatura dedicada a esta disciplina y para ser aclamado por geólogos de todas partes como el pionero en este nuevo y fructífero campo de investigación científica" (fragmento traducción de los autores del trabajo de Judd, 1908: 13). Lo señalado muestra el mayor interés por los sedimentos que por las rocas sedimentarias durante este período.

A medida que nos adentramos en el siglo XX la petrografía sedimentaria fue lentamente ganando mayor interés, así aparecieron las contribuciones de Cayeux (1906,

1929), junto a tres libros fundamentales "*Introduction à l'Étude Pétrographique des Roches Sédimentaires*" publicado en Paris por Lucien Cayeux (1916), "*Sedimentary Petrography*" de Henry Milner (1922) en Gran Bretaña y "*The principles of Petrology: An Introduction to the Science of Rocks"* escrito por George Tyrrell (1926) en Glasgow. Estos libros dieron impulso a los estudios petrográficos durante las tres primeras décadas del siglo XX.

Otro importante acontecimiento tuvo lugar en 1931 con la aparición del primer número del Journal of Sedimentary Petrology, la que resultó ser la primera revista periódica de difusión internacional orientada específicamente a la petrología sedimentaria. En su primer número la revista no sólo incluyó trabajos focalizados en sedimentos como el artículo de Tester (1931) "*The measurement of the shapes of rock particles*", sino también petrográficos como el de Tyler (1931) "*The petrography of some bottom samples from the North Pacific Ocean*".

Algunos años más tarde Krumbein y Pettijohn (1939) publican el "*Manual of Sedimentary Petrography"*. En esta obra los 21 capítulos del libro están focalizados casi exclusivamente al análisis de sedimentos, incluyendo temas como estudios texturales, tratamientos estadísticos de los resultados, forma de clastos, determinaciones mineralógicas y químicas, entre otros. Debido a su calidad y rigurosidad, esta publicación se transformó en una referencia obligada para el avance de los estudios de sedimentos, proporcionando en los capítulos XV, XVI y XVII detalles sobre la utilización del microscopio de polarización y su uso en la determinación de minerales.

Con la aparición en 1941 de las dos primeras ediciones de "Sedimentary Rocks" por Pettijohn (1941-1949), no sólo la petrología sedimentaria, sino también el resto de la sedimentología, cobraron un singular impulso. Esta obra emblemática fue fuente de consulta obligada para sedimentólogos hasta casi el final del siglo XX, abarcando una amplia variedad de temas que incluyen análisis granulométricos de sedimentos, estructuras sedimentarias, esquemas de clasificación petrográfica de areniscas, conglomerados y fangolitas, entre otros. El libro de Pettijohn mereció un gran número de reediciones en diferentes idiomas e incluso traducida al español por J. C. Turner (editorial EUDEBA).

Durante las décadas de los años cuarenta y cincuenta comenzaron a aparecer un gran número de clasificaciones petrográficas de areniscas, probablemente la primera en tener difusión internacional fue la presentada por Krynine (1940, 1948) a la que siguieron las propuestas de Pettijohn (1954) y Gilbert (1954). Aunque estos modelos fueron posteriormente modificados, establecieron los principios y parámetros de clasificación seguidos en las propuestas posteriores como las de Folk et al. (1970), Okada (1971) y Pettijohn et al. (1972), entre muchas otras (véase Capítulo 6 para más detalles).

Si bien las clasificaciones arriba señaladas son las más utilizadas, no reflejan el único principio utilizado en la petrografía de areniscas; una conceptualización diferente fue seguida por Alling (1945), Rodgers (1950) y Dickinson (1970). Estos autores no utilizaron diagramas triangulares, ya que no reconocieron discontinuidades en la composición de las arenas, por lo que su distinción fue expresada de manera normativa.

Como veremos más adelante, esta diferencia es importante porque resurgirá años más tarde cuando los estudios de modas detríticas sean aplicados a la determinación de áreas de proveniencia.

Paralelamente continuaron los estudios texturales de sedimentos y en menor medida de rocas sedimentarias, en gran parte enfocados desde los años cincuenta a la caracterización de ambientes y paleoambientes depositacionales. La bibliografía es muy profusa en este sentido, especialmente en el período 1955 – 1980 y sólo se destacarán aquí las contribuciones de Passega (1964), Visher (1969) y Friedman (1979). El lector interesado sobre el tema puede recurrir el trabajo de Friedman (1979) titulado "*Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins*" (*Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists*), donde se presenta una muy buena síntesis de las propuestas de discriminación textural elaboradas por diferentes autores.

Durante el Congreso Internacional de Geología llevado a cabo en 1952 se fundó la International Association of Sedimentologists (IAS) y varios años más tarde apareció el número 1 de Sedimentology, una de las revistas más importantes para la difusión de la sedimentología. Desde 1952, la IAS ha contribuido notablemente al progreso de la petrología, tanto de rocas clásticas como carbonáticas, ya sea mediante la publicación de números especiales o la organización de reuniones científicas. Otra importante revista, Sedimentary Geology, publicó su primer número en 1967.

Al mismo tiempo que se incrementaban los estudios diagenéticos de areniscas, comenzó un considerable avance en lo referente a la mineralogía y cambios postdepositacionales de las arcillas, una obra de referencia corresponde al libro publicado por Millot en 1964 "*Géologie des Argiles*", traducido al inglés en 1970. Una posterior obra de Potter et al (1980) se focalizó en la sedimentología de las fangolitas con especial énfasis en su distribución en el registro geológico y procedencia. A partir de los años 80 aumentó considerablemente el número de investigaciones referidas a la evolución diagenética, minerales de meteorización, proveniencia e implicancia paleoclimática de las fangolitas (véase por ejemplo Chamley 1989).

Aunque la diagénesis de areniscas y fangolitas había sido tratada someramente desde fines del siglo XIX y principios del XX (véase por ejemplo von Gümbel, 1888; Walther, 1893-1894 y Schuchert, 1920), comienza a ser examinada con rigurosidad desde fines de la década de 1950 con la aparición de diferentes enfoques y metodologías (véase por ejemplo Strakhov, 1953; Sujkowski, 1958; Packham y Crook, 1960; Füchtbauer, 1967). Para una revisión histórica de la evolución de los conceptos diagenéticos puede consultarse el trabajo de De Segonzac (1968). En el caso específico de las areniscas un artículo que impulsó considerablemente esta temática fue "*Diagenesis of Sandstones*" publicado por Dapples en 1967, allí se definieron estados diagenéticos que comienzan con la depositación y continúan durante el sepultamiento.

Una sistemática caracterización de la diagénesis, incluyendo el origen de la porosidad secundaria, siguió con los trabajos de De Segonzac (1968) y Choquette y Pray (1970). A partir de estas contribuciones los estudios diagenéticos alcanzaron un desarrollo más

orgánico, sintetizado en los trabajos de Strakhov, 1970 "*Principles of lithogenesis*", Scholle y Schluger (1979) "*Aspects of diagénesis*" y en "*Recent advances in sandstone diagénesis*" por Pittman (1979). Durante los siguientes años los estudios diagenéticos fueron fuertemente alentados por la industria del petróleo, especialmente con el propósito de maximizar la producción de reservorios y minimizar los daños de formación durante la extracción de hidrocarburos. Un ejemplo de lo dicho fue la publicación de "*Clastic diagenesis*" (McDonald y Surdam, 1984), correspondiente a la Memoria 37 de la American Association of Petroleum Geologists.

Hacia fines de la década del sesenta se incorporó a los estudios petrológicos el microscopio electrónico de barrido, lo que permitió un considerable avance en la caracterización de cementos arcillosos, descripción de la micro y criptoporosidad y el estudio de la textura superficial de clastos. Para estos temas fueron fundamentales los trabajos iniciales de Krinsley y Donahue (1968), Krinsley y Doornkamp (1973) y el "*SEM Petrology Atlas*" de Welton (1984). Un comentario especial merece la aplicación del microscopio electrónico en los estudios diagenéticos, ya que permitió un progreso significativo en el reconocimiento y caracterización de los minerales autigénicos, así como de su formación en las distintas fases del sepultamiento. A este tipo de estudios se agregó el microscopio de catodoluminiscencia, el que es especialmente útil, en el caso de las areniscas, para identificar fases de crecimiento en cementos carbonáticos, de cuarzo y feldespato.

En 1972 la aparición de "Sand and Sandstone" redactado por Pettijohn, Potter y Siever señaló un hito en los estudios microscópicos de arenas y areniscas. Esta obra, que hoy día tiene vigencia, analiza un muy amplio espectro que incluye desde las propiedades fundamentales de las arenas hasta la diagénesis, ocupándose además de aspectos relacionados a la geoquímica, clasificaciones petrográficas y significado tectónico de la composición de areniscas.

Pocos años más tarde, Spalletti y Mazzoni (1975) propusieron el primer modelo de clasificación de brechas y conglomerados intraformacionales, basado en tres aspectos principales: 1) mecanismo de formación del clasto (desecación versus erosión), 2) composición de los clastos (silicoclástico, carbonático o piroclástico) y la correspondencia mineralógica de la matriz (concurrente o no concurrente). Lo interesante de esta contribución es que cubre un espacio, el de las psefitas intraformacionales, muy poco considerado hasta ese momento.

El trabajo de Dickinson y Suczek, "Plate Tectonics and Sandstone Compositions", publicado en 1979, abrió una nueva perspectiva en los estudios petrológicos de areniscas al relacionar las modas detríticas con la naturaleza tectónica de las áreas de aporte. A partir de ese momento, comenzaron a realizarse numerosos estudios que pueden agruparse en dos orientaciones principales: 1) análisis de arenas actuales, en las que el área de procedencia es conocida, con el propósito de validar, ajustar y refinar los distintos diagramas propuestos de áreas fuente; y 2) estudios sobre secuencias antiguas, orientados a determinar las áreas de proveniencia y la evolución de cuencas en el registro geológico. Al mismo tiempo, surgieron investigaciones sobre el impacto del clima, la distancia y los

mecanismos de transporte en las modas detríticas. Los distintos trabajos publicados en el número especial "Provenance of Arenites", editado por Zuffa (1985), pueden tomarse como una excelente síntesis del estado del conocimiento hasta esa fecha.

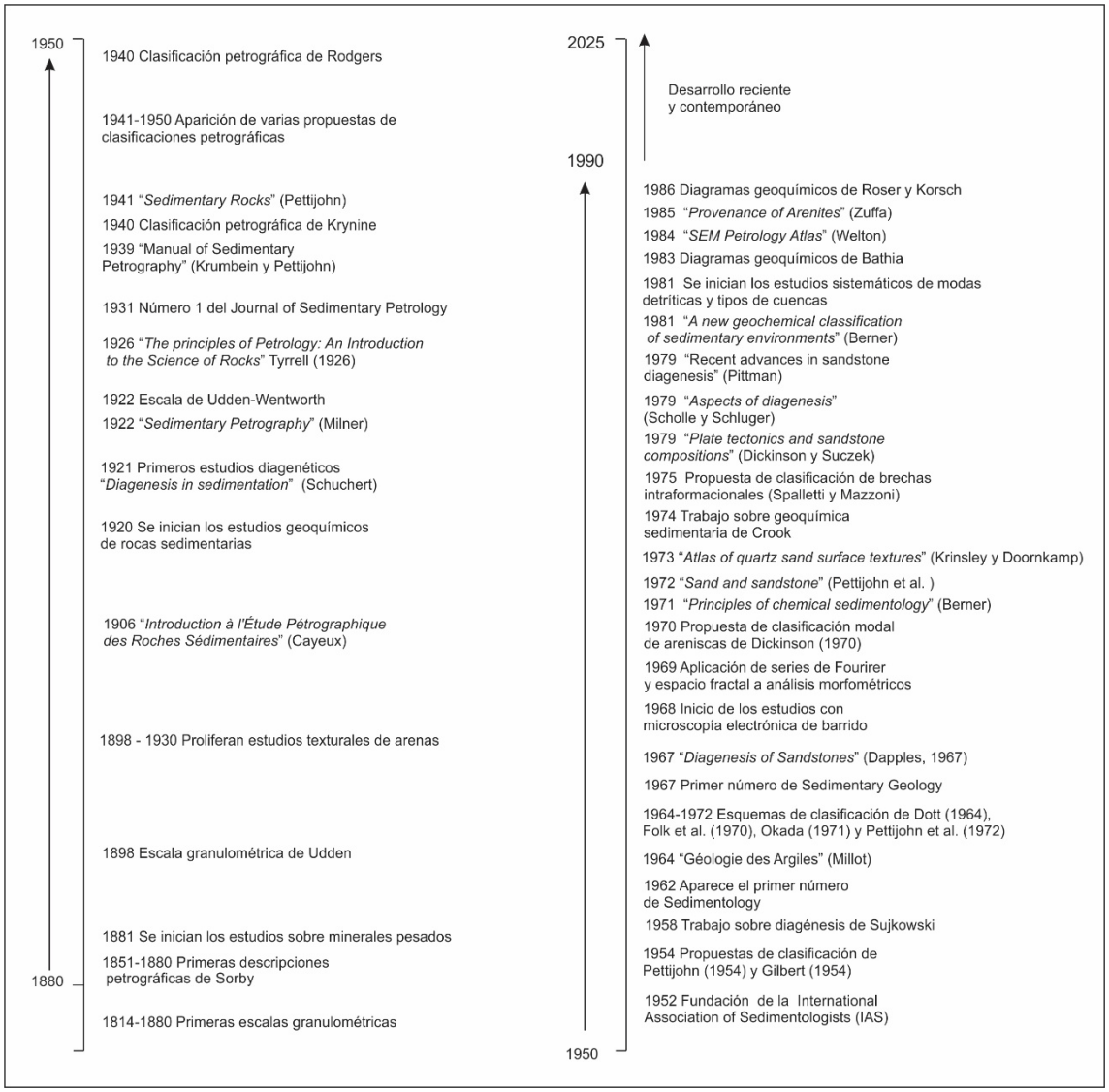


Figura 1.2. Línea de tiempo de los principales eventos clave en el desarrollo de la petrología sedimentaria. El lector debe tener en cuenta que, por cuestiones de espacio, en la figura solo se han incluido parte de los episodios más relevantes; es posible que algunos acontecimientos significativos hayan sido omitidos involuntariamente.

Esfuerzos enfocados a mejorar la medición morfométrica de clastos usando series de Fourier o el espacio fractal comenzaron en 1969 con los estudios de Schwarcz y Shane (1969), Ehrlich y Weinberg (1970) y Orford y Whalley (1983). Estos trabajos plantearon alternativas más exactas y objetivas para caracterizar la forma de granos, las que inicialmente se focalizaron en gravas y luego en granos de arena, incluso, más recientemente estas técnicas fueron también aplicadas a sedimentos de grano fino. Durante los años setenta estas técnicas estuvieron limitadas por lo engorroso de los

cálculos que implicaban, pero con el advenimiento de los ordenadores personales está barrera ha sido superada.

A pesar de que Clarke ya había presentado datos geoquímicos de areniscas y pelitas en los años 1920 y 1924, la geoquímica de rocas sedimentarias comenzó su desarrollo con cierto retraso, especialmente en comparación con la de las rocas ígneas. Las primeras contribuciones de difusión internacional se deben a Conway (1943) y a Garrels y Christ (1965), seguidas por "*Principles of Chemical Sedimentology"* (Berner, 1971) y "*A New Geochemical Classification of Sedimentary Environments*" (Berner, 1981). Un enfoque alternativo dentro de la geoquímica de rocas sedimentarias es la determinación de áreas de proveniencia, cuyo desarrollo se inició con las contribuciones de Crook (1974), Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986).

Desde 1990 hasta nuestros días, la petrología sedimentaria ha tenido un importante desarrollo, focalizado principalmente en tres aspectos: la determinación de áreas de proveniencia, los estudios diagenéticos y su contribución a la caracterización de reservorios. Estas líneas de investigación no solo han ampliado el conocimiento fundamental sobre los procesos sedimentarios, sino que también han fortalecido el vínculo entre la petrología sedimentaria y sus aplicaciones prácticas. Estas temáticas han sido abordadas en excelentes libros que incluyen, a modo de ejemplo, además de los ya citados, los de Greensmith (1978), Folk (1980), Blatt et al. (1980), Tucker y Jones (1991), Boggs (2009), Bjorlykke (2010), Taylor et al. (2022), entre muchos otros.

En este contexto, las perspectivas para los próximos años muestran que la petrología de areniscas y conglomerados es una rama del conocimiento en constante desarrollo que encontrará cada vez mayor aplicación tanto en la industria como en la academia. En el ámbito aplicado al estudio de reservorios, tanto de hidrocarburos como acuíferos, necesitará cada vez más de investigaciones petrológicas que ayuden a lograr un más eficiente manejo del recurso. Por ejemplo, en el caso de los hidrocarburos, la petrología puede aportar no sólo a la fase de prospección y extracción primaria, sino también a una mejora en los resultados de recuperación secundaria y terciaria. Tomando como referencias los casos ilustrados en el Capítulo 16, el daño de formación y la compartimentación de reservorios requieren de estudios detallados para determinar: 1) la presencia de variaciones en la composición mineralógica de las capas productoras, 2) estimar el índice de daño de formación, 3) la presencia de arcillas expandibles, 4) tipos de cementos y su reactividad a los fluidos introducidos durante las labores de recuperación, entre otros tipos de análisis.

Los estudios petrológicos de porosidad mediante secciones delgadas y/o microscopio electrónico de barrido, incluyendo el procesamiento de imágenes, son necesarios si se pretende comprender la interconexión de la red poral, advertir sobre la potencial migración de arcillas, y, sobre todo, entender la relación entre la porosidad y la permeabilidad. Todo ello permitirá evitar consecuencias indeseadas durante las tareas de recuperación secundaria, e incluso obtener un más ajustado valor en el cálculo de las reservas.

En el caso de los acuíferos desarrollados sobre arenas inconsolidadas, si bien la porosidad se estima mediante métodos indirectos, el conocer la composición de clastos, como así también de las arcillas asociadas, puede contribuir a una más racional explotación de los niveles freáticos.

También la petrología sedimentaria puede transformarse en una muy útil herramienta al estudiar mineralizaciones del tipo estratoligado, como el uranio y diversos minerales metalíferos.

En lo que respecta a su importancia en la investigación académica, como se explicó previamente, la sedimentología ha atravesado distintas etapas de desarrollo. A grandes rasgos, pueden distinguirse dos fases: una dominada por estudios texturales de sedimentos sueltos, y otra centrada en el análisis de paleoambientes depositacionales a través de la definición de facies sedimentarias. Ambos enfoques se desarrollaron en el ámbito megascópico y, por sí solos, no permiten una caracterización detallada de los mecanismos de transporte y depositación. Curiosamente, los estudios petrológicos permitirán, en un futuro cercano, integrar ambas líneas de investigación mediante la definición de microfacies, en las que los análisis texturales realizados bajo el microscopio, junto con la información obtenida de perfiles, contribuirán a mejorar sustancialmente el conocimiento de la dinámica depositacional de los diferentes subambientes.

A lo dicho debe agregarse la profundización en las investigaciones de modas detríticas, tanto de areniscas como conglomerados, y su contribución a la determinación de áreas de proveniencia, la evolución del relleno de cuencas y la relación con la estratigrafía secuencial. La geoquímica de rocas sedimentarias tendrá sin dudas un papel fundamental en los estudios petrológicos de los próximos años, no sólo en lo que concierne a la identificación de tipos de cuencas o rocas fuentes, sino especialmente, en lo que respecta a estudios geoquímicos en diferentes ambientes depositacionales tanto marinos como continentales.

Las investigaciones diagenéticas tienen un vasto campo de acción que incluye desde el estudio de las condiciones para la formación de determinados grupos de minerales autigénicos (por ejemplo, zeolitas, esmectitas, distintos tipos de interestratificados de minerales de arcilla, albitización, entre otros), hasta la dilucidación de como las condiciones de soterramiento influyen sobre la textura y estabilidad de los clastos.

En síntesis, la petrología sedimentaria ha transitado un notable recorrido desde sus enfoques descriptivos iniciales hasta convertirse en una disciplina integral, capaz de aportar tanto al conocimiento geológico fundamental como a la resolución de problemáticas de la geología aplicada. Su evolución refleja no solo avances metodológicos y conceptuales, sino también una creciente demanda de su contribución en áreas clave como la exploración y gestión de recursos naturales. Todo indica que, en los próximos años, su papel será aún más relevante en la comprensión y aprovechamiento sostenible de los sistemas sedimentarios.

LA PETROLOGÍA SEDIMENTARIA EN EL CONTEXTO DE LA SEDIMENTOLOGÍA: UNIDADES DE TRABAJO Y SUS RELACIONES

En geología sedimentaria, como en otras ramas de las ciencias de la tierra, existen una serie de unidades, tanto de uso formal como informal, que ocupan un amplio rango de escalas, desde aquellos desarrollados en entornos de centenas, en ocasiones miles de kilómetros cuadrados, hasta los enfocados a estudios microscópicos. En la figura 1.3 se ha intentado un agrupamiento de las unidades comúnmente usadas, dividiéndolas de acuerdo a su escala de trabajo en aquellas correspondientes a mega, meso y microescala. Comprender el contexto que le cabe a la petrología dentro de este escenario y las relaciones con otras escalas de trabajo es crítico para el éxito de cualquier plan de investigación o desarrollo.

ESCALA	UNIDADES	OBJETIVO
Megaescala	Secuencias depositacionales (DS) Unidades tectosedimenarias (UTS)	Estratigrafía secuencial Análisis de cuencas sedimentarias
Macroescala	Facies o Asociaciones de facies Litofacies	Ambientes depositacionales Procesos de transporte y depositación
Microescala	Petrofacies Petrosomas Microfacies Porofacies	Áreas de aporte "Provincias" de aporte Dinámica paleoambiental Asociaciones y tipos de porosidad

Figura 1.3. Agrupamiento de las escalas de trabajo en sedimentología. Téngase en cuenta que, como se desarrolla en el texto, las tres escalas no se desenvuelven como compartimientos estancos, sino que interactúan retroalimentándose unas a otras.

La megaescala se refiere a aquellas investigaciones a nivel cuencal que han llevado a la identificación de secuencias depositacionales (SD) o, en otros casos, unidades tectosedimentarias (UTS) dentro del relleno de la cuenca. Este tipo de estudios lleva a la elaboración de modelos desarrollados a partir del análisis regional de perfiles sedimentológicos y de los distintos órdenes de superficies limitantes en el registro estratigráfico (en caso de trabajos en subsuelo utilizando estratigrafía sísmica).

La mesoescala, según la conceptualización adoptada en este trabajo, corresponde básicamente al levantamiento y análisis de perfiles con el objetivo de identificar facies o asociaciones de facies, y a partir de ellas, reconstruir los ambientes depositacionales. En este contexto, el geólogo se basa casi exclusivamente en la observación macroscópica de campo, que incluye la litología, las estructuras sedimentarias, la forma de los bancos, la ciclicidad u otros atributos particulares del intervalo analizado (como, por ejemplo, la presencia de fósiles). En este nivel de análisis, la litofacies constituye la unidad de menor

escala (generalmente centimétrica), y puede ser caracterizada mediante el código de litofacies propuesto por Miall (2013).

Dentro del campo microscópico, existen una serie de unidades destinadas a caracterizar problemáticas específicas, como por ejemplo: las petrofacies y los petrosomas, orientados a la determinación de áreas de proveniencia; las microfacies, como unidad complementaria de las litofacies en el estudio de los mecanismos de transporte y depositación; y las porofacies, dirigidas a la caracterización de los distintos patrones porales presentes en un determinado intervalo estratigráfico (por ejemplo, en reservorios; véase Fig. 1.3). La conveniencia de utilizar estudios de microescala, tanto para el análisis de facies sedimentarias como la producción petrolera, es mostrado en la figura 1.4.

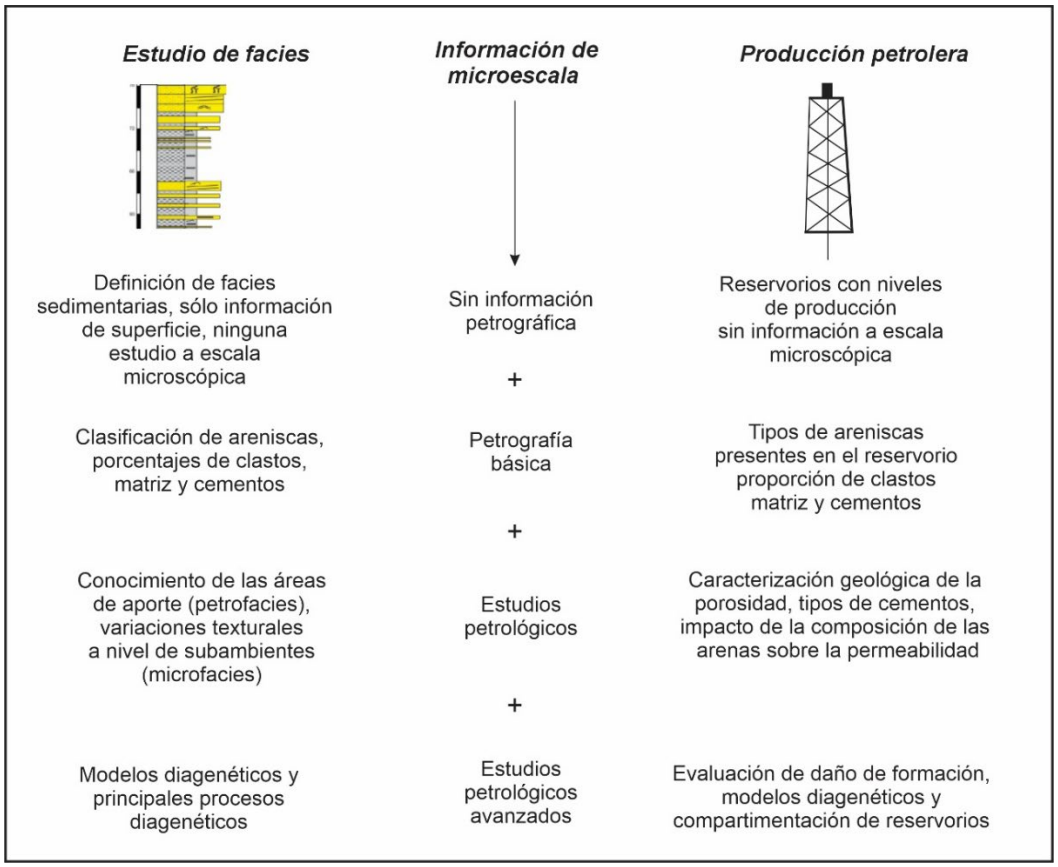


Figura 1.4. Esquema que intenta mostrar la ventaja de utilizar la petrología sedimentaria (microescala) en estudios de facies sedimentarias y de desarrollo de reservorios.

Ahora bien, un error que no se debe cometer es considerar que los estudios de mega, meso y microescala son independientes unos de otros y se desarrollan en forma estanca.

En el caso particular de la microescala, que ocupa al presente libro, los estudios de modas detríticas pueden llevar a la identificación de diferentes áreas de proveniencia y de este modo aportar a la configuración paleogeográfica de la cuenca o a caracterizar el significado de las discontinuidades estratigráficas cuando existen cambios por encima y por debajo de ellas (Fig. 1.4).

Los estudios de microfacies, poco desarrollados hasta el presente, pueden contribuir a la comprensión de la dinámica de diferentes subambientes dentro de los estudios de facies sedimentarias, o en otros casos, a la definición de intervalos de interés en coronas para el desarrollo de reservorios. Resulta obvia la importancia de las porofacies, nuevamente una unidad poco empleada hasta el presente, en los estudios de mesoescala, y en casos particulares de megaescala, cuando determinados patrones de porosidad se encuentran relacionados a superficies limitantes o secuencias depositacionales transgresivas o regresivas.

BIBLIOGRAFÍA

Alling, H. L. (1945). Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 56: 737-756.

Atterberg, A. (1905). Die rationelle Klassifikation der Sandeund Kiese. Chem. Ztg, 29: 195–198.

Atterberg, A. (1909). Die Bestandteile der Mineralboden, die Analyse, Klassifikation and Haupteigenschaften der tonartigen Boden. Comptes Rendus de la Premiere Conference Internationale Agrogeologique: 289-301.

Calver, E. K. (1853). The Conservation and Improvement of Tidal Rivers: Considered Principally with Reference to Their Tidal and Fluvial Powers. J. Weale.

Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology, 91: 611-627.

Berner, R. A. (1971). Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, New York,

Berner, R. A. (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. Journal of Sedimentary Research, 51: 359-365.

Bjorlykke, K. (2010). Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics. Springer Science & Business Media.

Blatt, H., Middleton, G.V., & Murray, R. C. (1980). Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall, California, 782 páginas

Boggs Jr, S. (2009). Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge university press.

Cayeux, L. (1906). Structure et origine des grès du tertiaire parisien. Imprimerie Nationale, France, 160 páginas.

Cayeux, L. (1916). Introduction à l'Étude Pétrographique des Roches Sédimentaires. Imprimerie Nationale Paris, 524 páginas.

Cayeux, L. (1929). Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses.

Chamley, H. (1989). Clay sedimentology. Springer-Verlag, 623 páginas.

Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, 54: 207-250.

Clarke, F. W. (1920). The data of geochemistry (No. 694-695). U.S Government Printing Office.

Clarke, F. W. (1924). The data of of geochemistry. U.S. Geological Survey Bulletin 770.

Conway, E. J. (1943). Mean geochemical data in relation to oceanic evolution. In Proceedings of the Royal Irish Academy. Section B: Biological, Geological, and Chemical Science, 48: 119-159).

Cornish, V. (1897). On the formation of sand-dunes. The Geographical Journal, 9: 278-302.

Crook, K. A. (1974). Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). Society of Petrologists, Paleontologists and Mineralogists (SEPM). En Special Publication, Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: 304-324.

Dapples, E. T. (1967). Diagenesis of sandstones. En Developments in Sedimentology 8: 91-125. Elsevier.

De Segonzac, G. D. (1968). The birth and development of the concept of diagenesis (1866–1966). Earth-Science Reviews, 4: 153-201.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Research, 40: 695-707.

Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. AAPG Bulletin, 63: 2164-2182.

Ehrlich, R., & Weinberg, B. (1970). An exact method for characterization of grain shape. Journal of Sedimentary Research, 40: 205-212.

Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13: 937-968.

Folk, R. L. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company.

Friedman, G. M. (1979). Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology, 26: 3-32.

Füchtbauer, H. (1967). Der einfluss des ablagerungsmilieus auf die sandsteindiagenese im mittleren buntsandsteinInfluence of depositional environment on diagenesis of the Triassic Bunter sandstones. Sedimentary Geology, 1: 159-179.

Garrels, R. M., & Christ, C. L. (1965). Geological Sciences: Solutions, Minerals, and Row, New York, 465 páginas.

Gilbert, C. M. (1954). Sandstones. En Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections. First edición, W.H. Freeman, San Francisco, 406 páginas.

Goodchild, J. G. (1897). Desert conditions in Britain. An address to the Geological Society of Edinburgh, at their Opening Meeting on the 19th November 1896. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 7(3), 203-222.

Greensmith, J. (1978-2012). Petrology of the Sedimentary Rocks. Springer Science & Business Media.

Judd, J. W. (1908). I.—Henry Clifton Sorby, and the Birth of Microscopical Petrology. Geological Magazine, 5: 193-204.

Krinsley, D. H., & Donahue, J. (1968). Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. Geological Society of America Bulletin, 79: 743-748.

Krinsley, D. H., & Doornkamp, J. C. (1973). Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge University Press, 91 páginas.

Krumbein, W. C., & Pettijohn, F. J. (1939). Manual of Sedimentary Petrography. New York and London, D. Appleton—Century Company, 549 páginas.

Krynine, P. D. (1940). Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvanian State. College of Minerals Industries Experiment Station Bulletin 29, 134 páginas.

Krynine, P. D. (1948). The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. The Journal of Geology, 56: 130-165.

Mackie, W. (1896). The sands and sandstones of eastern Moray. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 7: 148-72.

Milner, H.B. (1922 - 1940). Sedimentary petrography: with special reference to petrographic methods of correlation of strata petroleum technology and other economic applications of geology. London, T. Murby & Co.; New York, Nordeman Pub. Co., 666 páginas.

McDonald, D. A., & Surdam, R. C. (1984). Clastic diagenesis. American Association of Petroleum Geologists.

Miall, A. D. (2013). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer.

Millot, G. (1964). Géologie des Argiles: altérations sédimentologie géochimie. Paris, 499 páginas.

Möller, J. P., & Swart, D. H. (1882). Extreme erosion event on an artificial beach. In Coastal Engineering 1988: 1882-1896.

Okada, H. (1971). Classification of sandstone: analysis and proposal. The Journal of Geology, 79: 509-525.

Orford, J. D., & Whalley, W. B. (1983). The use of the fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. Sedimentology, 30: 655-668.

Orth, A. (1875). Bezeichnung des Sandes nach der Grösse desKornes. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1875: 551.

Osborne, T.B. (1887). The methods of mechanical analysis. Connecticut Agricultural Experiment Station Annual Report 1886: 141–158.

Packham, G. H., & Crook, K. A. (1960). The principle of diagenetic facies and some of its implications. The Journal of Geology, 68: 392-407.

Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Journal of Sedimentary Research, 34: 840-847.

Pettijohn, F. J. (1941-1949). Sedimentary Rocks. Second Edition, Harper & Brothers, 562 páginas.

Pettijohn, F.J. (1954). Classification of sandstones. Journal of Geology 62: 360–365.

Pettijohn, F. J., 1957. Rocas sedimentarias. Eudeba Manuales, traducción al español por J.C. Turner, Buenos Aires, 731 páginas.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972 - 2012). Sand and sandstone. Springer Science & Business Media. Springer 563 páginas.

Pittman, E. D. (1979). Recent advances in sandstone diagenesis. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 7: 39-62.

Potter, P. E., Maynard, J. B., & Pryor, W. A. (1980 - 2012). Sedimentology of shale: study guide and reference source. Springer Science & Business Media, 308 páginas.

Retgers, J. W. (1895). Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1: 16-74.

Rodgers, J. (1950). The nomenclature and classification of sedimentary rocks. American Journal of Science, 248: 297-311.

Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. The Journal of Geology, 94: 635-650.

Scholle, P. A., & Schluger, P. R. (1979). Aspects of Diagenesis. SEPM Society for Sedimentary Geology.

Schuchert, C. (1920). Diagenesis in sedimentation. Bulletin of the Geological Society of America, 31: 425-432.

Schwarcz, H. P., & Shane, K. C. (1969). Measurement of particle shape by Fourier analysis. Sedimentology, 13: 213-231.

Sorby, H. C. (1851). On the microscopical structure of the calcareous grit of the Yorkshire coast. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 7: 1-6.

Sorby, H. C. (1880). On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 36: 46-84.

Spalletti, L.A., & Mazzoni, M. (1975). Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología6: 1-10.

Strakhov, N.M. (1953). Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formations. Akad. Navk. SSSR. Izv. Sci. Geol., 5, 12-49.

Strakhov, N.M. (1970). Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, 577 pp.

Sujkowski, Z. L. (1958). Diagenesis. AAPG Bulletin, 42: 2692-2717.

Taylor, T. R., Lander, R.H., & Bonnell, L.M. (2022). Sandstone Petrography, Petrology, and Modeling. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 13, 364 páginas.

Tester, A. C. (1931). The measurement of the shapes of rock particles. Journal of Sedimentary Research 1: 3-11.

Thoulet, J. (1881). Etude mineralogique d'un sable du Sahara. Bulletin de la Société Minéralogique de France, 4: 262-8.

Tucker, M. E., & Jones, S. J. (1991). Sedimentary Petrology, An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Wiley & Sons, New York. 252 páginas.

Tyler, S. A. (1931). The petrography of some bottom samples from the North Pacific Ocean. Journal of Sedimentary Research, 1: 12-22.

Tyrrell, G. W. (1926 - 2012). The principles of petrology: an introduction to the science of rocks. Springer Science & Business Media.

Udden, J. A. (1898). The mechanical composition of wind deposits. Augustana College Library.

Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. Bulletin of the Geological Society of America, 25: 655-744.

Visher, G.S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1074-1106.

von Gümbel, C. W. (1888). Geologie von Bayern: in zwei Theilen. Grundzüge der Geologie. 1 (Vol. 1). Fischer.

Von Zittel, K. A. (1899). Geschichte der Geologie umd Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. Oldenburg, Mfmchen, 868 páginas.

Walther, H. (1893-1894). Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Einschlüsse. Fischer, Jena, 1055 páginas.

Welton, J. E. (1984). SEM Petrology Atlas (Vol. 4). Tulsa, Oklahoma. American Association of Petroleum Geologists, 240 páginas.

Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology 30: 377-392.

Zuffa, G. G. (1985). Provenance of arenites (Vol. 148). Springer Science & Business Media. NATO, Coenza (Italia), 393 páginas.

CAPÍTULO 2: DE LA ROCA AL SEDIMENTO, EL CICLO EXÓGENO EN LA PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

- *Introducción*
- *Meteorización y formación de sedimentos*
- *Meteorización física*
- *Meteorización química*
- *Factores controlantes de la meteorización*
- *Zonación en el regolito y frente de meteorización*
- *Meteorización en la petrología sedimentaria*
- *Transporte y depositación de sedimentos*
- *Mecanismos de transporte en ambientes eólico: una síntesis*
- *Mecanismos de transporte en ambiente fluvial*
- *Mecanismos de transporte en ambientes subácuos: una síntesis*

INTRODUCCIÓN

En ocasiones se considera a la petrología sedimentaria como solamente circunscripta a los procesos diagenéticos que conducen a la formación de la roca a partir de sedimentos depositados en una cuenca. En este enfoque la petrología incluye el tipo de arenisca, su composición, la autigénesis de minerales (por ejemplo, cementos, reemplazos, etc.), las modificaciones en la fábrica postdepositacional (reducción de la porosidad, fábricas de alteración química, etc.) y procesos particulares ocurridos durante la diagénesis (albitización, illitización, disolución de silicatos, etcétera).

Aunque sin lugar a duda, los tópicos arriba señalados son objetos esenciales de los estudios petrológicos, muchos de ellos se encuentran de una u otra forma condicionados por la historia predepositacional del sedimento. Aquí se entiende por historia predepositacional a los procesos de meteorización que conducen a la formación de los clastos y al transporte sufrido por las partículas antes de su depositación definitiva (Fig. 2.1). En este sentido, según el tipo de meteorización sufrido en el área de proveniencia, los clastos podrán reflejar o no la composición de la roca fuente. Esto tiene ulteriores implicancias durante los estudios petrológicos enfocados a dilucidar áreas de proveniencia, evaluar el control climático sobre las modas detríticas o interpretar el origen de la porosidad primaria (Fig. 2.1, véase Capítulo 10).

Durante el transporte la composición de la fracción clástica sigue cambiando por la eliminación de componentes inestables. Además, se generarán estructuras y microestructuras sedimentarias que, estudiadas a nivel microscópico, permitirán una

mejor caracterización de los procesos de transporte y sedimentación y eventualmente reconocer microfacies y porofacies (véase Capítulo 16). De hecho, al producirse la depositación, las fábricas depositacionales (previas al soterramiento) condicionan los valores de porosidad primaria y ejercen un fuerte control sobre la evolución de la porosidad durante el sepultamiento (véase Capítulo 10).

En este capítulo trataremos brevemente los aspectos predepositacionales que influencian, en mayor o menor medida, los procesos diagenéticos posteriores y la creación de una roca sedimentaria. Primeramente, nos referiremos a la formación de sedimentos por efecto de los distintos tipos de meteorización, para luego hacer una apretada síntesis de la generación de regolitos, los efectos del transporte y los mecanismos de depositación.

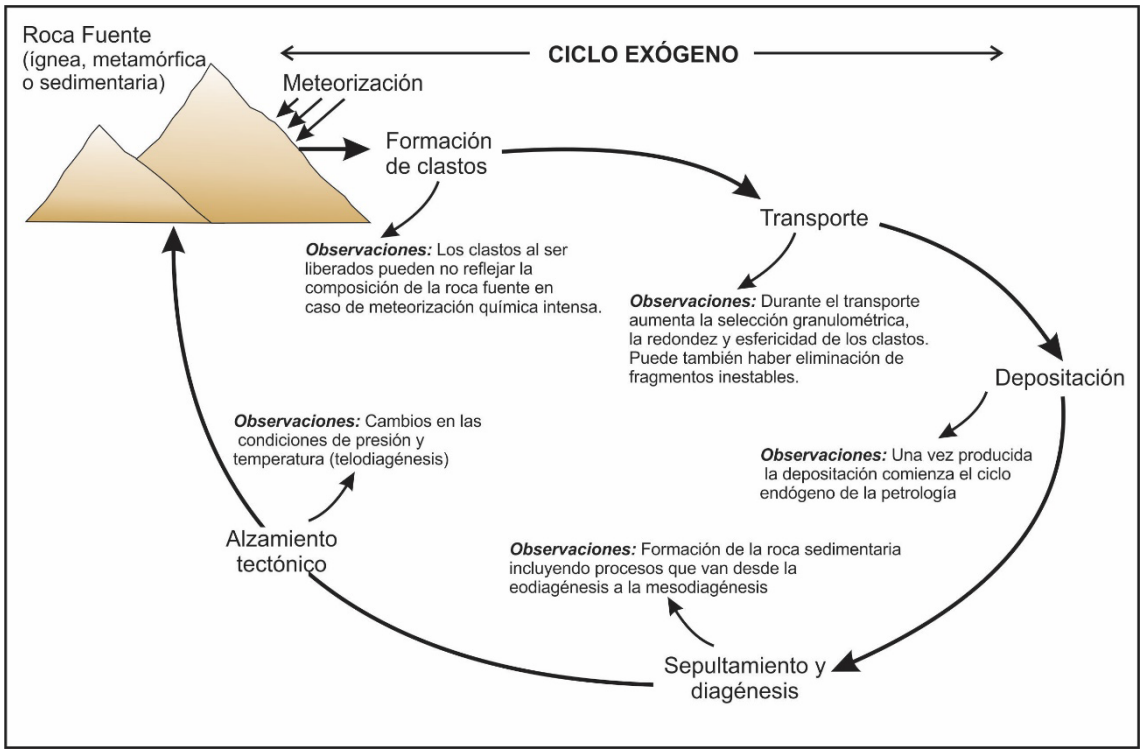


Figura 2.1. Síntesis del ciclo sedimentario mostrando la ubicación de la etapa exógena.

METEORIZACIÓN Y FORMACIÓN DE SEDIMENTOS

La meteorización o intemperismo es el proceso que genera el material clástico a partir de la parcial o total desintegración de la roca fuente por interacción con los procesos atmosféricos (Fig. 2.1). En general la meteorización es dividida en dos tipos principales, física y química. Algunos autores incluyen también a la categoría de meteorización biológica, pero básicamente estos son procesos químicos o físicos inducidos por seres vivos. Un resumen de los principales procesos de meteorización física y química se muestra en las figuras 2.1, 2.2 y 2.3.

El rol del agua en la meteorización es fundamental ya que participa en la mayoría de los procesos de meteorización física y es el solvente natural en la meteorización química.

Es por ello que es conveniente analizar brevemente algunas de sus características principales, en particular su estructura molecular y las variaciones de sus propiedades físicas con la temperatura.

Meteorización física		
Proceso	***Descripción***	***Impacto***
Congelamiento y descongelamiento	Limitado efecto a temperaturas inferiores a -22°C y en zonas polares o a muy alta altitud donde el sustrato está permanentemente congelado (1)	En general no produce eliminación diferencial de minerales ni incrementa la proporción de arcilla en la fracción clástica
Hidratación a bajas temperaturas	Asociada al congelamiento y descongelamiento se basa en la orientación de las moléculas de agua a baja temperatura y su relación con la superficie de minerales (1)	No produce eliminación diferencial de minerales ni incrementa la proporción de arcilla en la fracción clástica
Crecimiento de cristales de sal o de hielo	Fuerza de cristalización de agua o sales llevadas por aguas percolantes ejercen un esfuerzo sobre las paredes de la roca	No produce eliminación diferencial de minerales ni incrementa la proporción de arcilla en la fracción clástica
Expansión y contracción termal	Debido al diferente coeficiente de dilatación térmica los minerales de una roca se expanden diferencialmente	No produce eliminación diferencial de minerales ni incrementa la proporción de arcilla en la fracción clástica
Hidratación de sales	Al hidratarse niveles salinos en una roca incrementan considerablemente su volumen con respecto a otros niveles dominantemente clásticos	En general no produce eliminación diferencial de minerales ni incrementa la proporción de arcilla en la fracción clástica
Humedecimiento y secado	Como respuesta a la saturación por agua de la roca luego de lluvias y el posterior secado	No produce eliminación diferencial de minerales, pero puede incrementar ligeramente la proporción de arcilla en la fracción clástica
Liberación de presión	Fracturas paralelas a la superficie del terreno debido generalmente a alivio de carga litostática o cambios en el régimen tectónico	No produce eliminación diferencial de minerales pero aumenta la superficie de exposición durante el intemperismo

Figura 2.2. Resumen de los principales procesos de meteorización física. Sintetizado de Carroll (2012), Allen y Allen (2013) y Bland y Rolls (2016).

La estructura de la molécula de agua se conforma de dos átomos de hidrógeno que forman un ángulo de 105° entre sí, los que se disponen en una configuración no simétrica respecto al átomo de oxígeno (Fig. 2.4). Aunque la molécula de agua es neutra, la distribución dipolar desarrolla una región electropositiva rodeando al hidrógeno y otra electronegativa relacionada al átomo de oxígeno. Esta estructura es crítica pues favorece

la solvatación y la disolución de sales, al mismo tiempo que el transporte de aniones y cationes derivados de la disolución de silicatos. Este punto es fundamental y permite muchas, sino todas, las reacciones que tienen lugar durante la meteorización química. Por otro lado, cada una de las moléculas de agua forma puentes de hidrógeno con un átomo de oxígeno de la molécula adyacente (Fig. 2.4), lo que en el caso de la meteorización favorece propiedades tales como la capilaridad, que en casos particulares promueve la desagregación de la roca.

Meteorización química		
Proceso	***Descripción***	***Impacto***
Disolución diferencial de componentes de la roca	Se refiere especialmente a aquellos minerales que resultan solubles en el ciclo exógeno, principalmente carbonatos y sulfatos. En condiciones extremas también silicatos	La fracción clástica formada representa solo a los componentes estables de la roca. En algunos casos puede incrementar la proporción de arcilla con respecto a la roca fuente
Carbonatación	Puede ser considerado un tipo especial de disolución diferencial aplicada especialmente a los carbonatos. Concierne al efecto del CO_2 en solución acuosa aumentando la acidez y favoreciendo la disolución especialmente de los carbonatos.	Puede alterar significativamente la composición de la fracción clástica con respecto a rocas fuentes que incluyan a los carbonatos como un componente principal
Oxidación y reducción	Corresponde a cambios en los estados de oxidación de algunos minerales. Indirectamente puede condicionar la estabilidad de los carbonatos, la oxidación de sulfuros y la alteración de silicatos ferromagnesianos	Puede producir eliminación diferencial de algunos minerales (especialmente máficos) y en pocos casos incrementar la proporción de arcilla en la fracción clástica.
Hidratación	Consiste en la incorporación de moléculas de agua en algunos minerales tales como hematita, zeolitas y anhidrita. En ocasiones se asocia a cambios de volumen que favorecen la desintegración	Puede alterar la composición de la fracción clástica respecto a la roca fuente, especialmente en lo que hace a minerales accesorios y minoritarios. Limitado efecto en el caso de los silicatos
Hidrólisis	Incluye a la reacción de algunos silicatos con el agua para formar nuevos minerales (principalmente arcillas) y liberar cationes en solución	En casos extremos modifica sustancialmente la composición de la fracción clástica respecto a la roca fuente y puede incrementar significativamente la proporción de arcillas

Figura 2.3. Resumen de los principales procesos de meteorización química. Sintetizado de Carroll (2012), Allen y Allen (2013) y Bland y Rolls (2016).

Al caer la temperatura por debajo de 0°C, debido a su configuración dipolar y a los puentes de hidrógeno, cada molécula forma enlaces de hidrógeno con otras cuatro moléculas vecinas, dando lugar a una estructura de tetraedros, los que se asocian formando la red hexagonal que caracteriza al hielo (Fig. 2.4).

La conversión del agua alojada en poros o fisuras de la roca en hielo trae consigo un decrecimiento en la densidad y un incremento de aproximadamente 9% en volumen, lo que se traduce en esfuerzos expansivos sobre las paredes de la roca.

En síntesis, y siguiendo lo expresado por Bland y Rolls (2016), la importancia del agua en la meteorización puede sintetizarse en tres puntos principales:

1. Como solvente en el cual tanto cationes como aniones pueden ser transportados,
2. Como un componente activo de muchas reacciones (por ejemplo, en la hidrólisis de los silicatos)
3. Como un agente capaz de transmitir esfuerzos a la roca al producirse la formación de hielo.

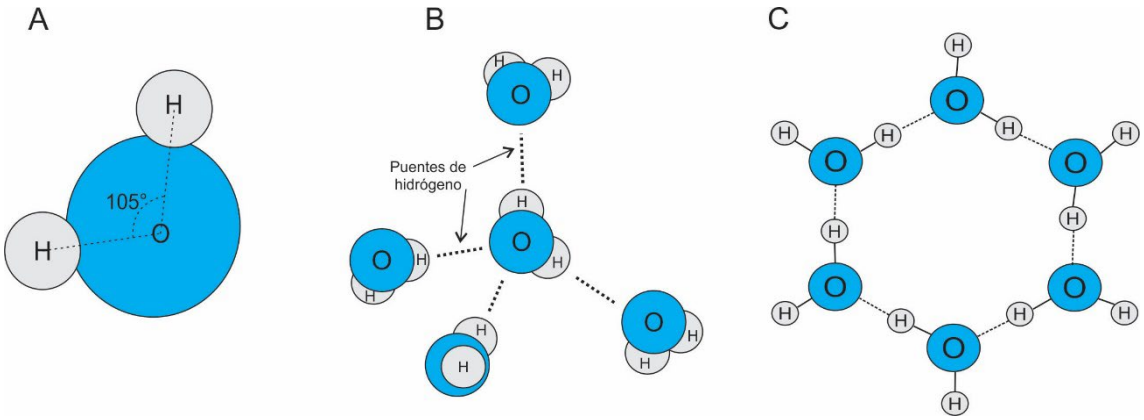


Figura 2.4. Estructura del agua (A y B) y del hielo (C). En A se muestra la estructura básica de la molécula de agua compuesta por un átomo de oxígeno y dos de hidrógeno, nótese que estos últimos se disponen en un ángulo de 105°, lo que promueve el desarrollo de una molécula dipolar. B, agrupamiento de moléculas de agua gracias a la formación de puentes de hidrógeno. C, representación esquemática de la configuración hexagonal del hielo resultante del agrupamiento tetraédrico de moléculas.

METEORIZACIÓN FÍSICA

La meteorización física incluye procesos mecánicos que desagregan la roca, los que principalmente corresponden a variaciones en los coeficientes de dilatación de los distintos minerales, de esfuerzos aplicados por el agua al congelarse o de la liberación de presión de confinamiento. Una síntesis de cada uno de estos procesos es mostrada en la figura 2.2.

Los procesos de expansión termal resultan de la diferencia en el coeficiente de dilatación lineal de los distintos minerales que forman la roca. Aunque estos coeficientes pueden variar con la estructura cristalina de los minerales y la composición química (por ejemplo, en las series isomorfas), algunas comparaciones pueden ser establecidas. En la figura 2.5 se supone un granito, el que por simplicidad es considera formado por cuarzo, feldespato y mica. El coeficiente de dilatación del cuarzo varía entre $5{,}5.10^{-6}$ y $8{,}5.10^{-6}$ por cada grado Celsius, el que contrasta con el de las micas, que según el tipo (biotita o muscovita) se encuentra entre los $10{,}1.10^{-6}$ y 15.10^{-6} por grado Celsius. En el caso de los feldespatos, el coeficiente de dilatación lineal varía levemente si se trata de ortosa,

microclino o plagioclasa, y en este último caso de la relación Ca/Na dentro de la serie isomorfa. Más allá de las citadas diferencias los índices de dilatación se ubican entre 8.10^{-6} y $10{,}9.10^{-6}$ por cada grado Celsius.

De acuerdo con lo dicho, las micas dilatarán mucho más que el cuarzo, correspondiéndoles a los feldespatos valores intermedios. El resultado de repetidos ciclos de expansión y contracción, sobre todo bajo un régimen de temperaturas extremas, producirán fricción en el contacto entre los granos de la roca y su potencial desagregación (Fig. 2.5). Además, si existen venas de cuarzo o feldespato, como frecuentemente ocurre, la dilatación será mucho más homogénea dentro de las vetas y las zonas de fricción serán mucho más importantes en el contacto con la roca de caja (Fig. 2.5). El resultado final será la desagregación mecánica de la roca, la que puede alcanzar mayor relevancia en rocas granosa de textura gruesa (granitoides, gneises, migmatitas), donde se liberan tanto componentes monominerales como fragmentos líticos (Fig. 2.5).

Los procesos de expansión y contracción termal adquieren mayor relevancia como agente de meteorización en zonas topográficamente elevadas, sujetas a ciclos estacionales de congelamiento y descongelamiento, especialmente en latitudes intermedias. En zonas polares este proceso es mucho menos significativo debido a los escasos, o nulos, episodios de descongelamiento.

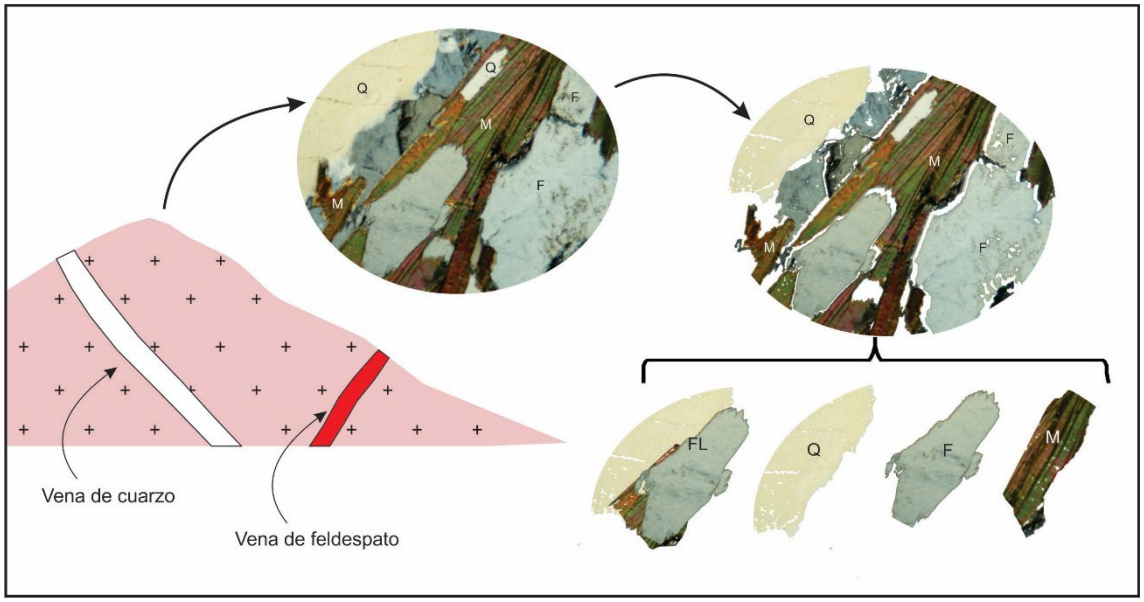


Figura 2.5. Representación esquemática de la desagregación de una roca granítica por efecto de la dilatación y contracción térmica. Nótese que el producto final no sólo incluye cuarzo (Q), feldespato (F) o minerales micáceos (M), sino también fragmentos líticos (FL).

Bland y Rolls (2016) dividieron a la meteorización resultante de reiterados ciclos de congelamiento y descongelamiento en dos tipos principales, aquellos en los que el congelamiento del agua es estático (*in situ*) y los asociados a congelamiento de agua en movimiento. En el primer caso, el arreglo hexagonal de las moléculas de hielo puede aumentar hasta en un 9% el volumen con respecto al agua, produciendo expansión y aplicando un esfuerzo sobre las paredes de los poros (Bland y Rolls, 2016). En el caso de

agua en movimiento, debe sumarse a la expansión resultante de la cristalización del hielo, los esfuerzos producidos por el movimiento de agua, los gradientes de salinidad y la capilaridad.

Esfuerzos de expansión dentro de la roca pueden ser también debidos a la introducción de agua con sales disueltas a través de los poros y fracturas de la roca. La hidratación de sales, como por ejemplo la anhidrita (Ca_2SO_4) al transformarse en yeso ($Ca_2SO_4.2H_2O$), puede generar una expansión que varía, según las condiciones del medio, entre 27% y 62% (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999; Jarzyna et al., 2021). De igual forma la thenardita ($S0_4Na_2$) al hidratarse y pasar a mirabilita ($S0_4Na_2.10H_2O$) puede incrementar su volumen hasta aproximadamente 290%. Existen otras sales que al hidratarse aumentan su volumen, aunque muchas de ellas no son lo suficientemente frecuentes en medios naturales como para ser consideradas significativas en el proceso de meteorización mecánica.

Otro mecanismo comúnmente citado como responsable de meteorización física es la liberación de presión litostática por supresión del manto rocoso suprayacente (por ejemplo, debido a erosión parcial o total de la pila sedimentaria suprayacente). En estos casos se generan diaclasas y fracturas más o menos paralelas a la superficie resultante de la liberación de la carga de roca (Bland y Rolls, 2016; Carroll 2012; Allen y Allen, 2013).

Aunque no incluido entre los mecanismos resumidos en la figura 2.2, la reiteración de incendios en planicies rocosas con cobertura arbustiva ha sido también considerado un componente de la meteorización física (Allison y Bristow, 1999; Knight y Grab 2014).

El efecto de los procesos que conducen a la meteorización mecánica ha sido investigado por varios métodos en el laboratorio, incluso utilizando cámaras que aceleran el intemperismo ("*Chamber for Ageing Acceleration*", Labus y Bochen, 2012). En estos casos se expone a la roca a un gran número de ciclos reiterados, donde se analiza el efecto de la dilatación-contracción termal, congelamiento y descongelamiento u otros procesos de meteorización mecánica (Turkington y Paradise 2005; Wells et al., 2006; Labus y Bochen, 2012).

METEORIZACIÓN QUÍMICA

A diferencia de la meteorización física en la que privan procesos mecánicos, la meteorización química comprende reacciones que involucran la alteración de los minerales que conforman la roca, la formación de nuevos minerales (frecuentemente filosilicatos) y, en muchos casos, la liberación de cationes y aniones (Carroll, 2012; Allen y Allen; 2013; Bland y Rolls, 2016 y Hack et al., 2020; Fig. 2.3).

Como se ha dicho, el agua es el solvente dominante (casi excluyente) durante el intemperismo. Carroll (2012) reconoció en la química de la meteorización cuatro situaciones diferentes de acuerdo con el emplazamiento del agua:

1. Gravitacional: por percolación llevando cationes y aniones solubles.
2. Capilar: resulta del ascenso por capilaridad en poros y pequeños espacios abiertos.
3. Higroscópica: formando delgadas películas recubriendo los granos (frecuentes en arcillas).
4. Combinada: se encuentra en combinación química dentro de la estructura de los minerales.

Mientras que el agua gravitacional introduce cationes o aniones desde la superficie dentro de la roca o, en contraposición, disuelve minerales a escala megascópica, el agua capilar y la higroscópica actúan como solventes a escala microscópica que favorecen el intercambio catiónico, la disolución y diferentes reacciones a escala microquímica. Por ejemplo, en el caso de afloramientos de areniscas con cemento arcilloso, el intercambio iónico produce variaciones en el volumen, ya sea del cemento arcilloso o de la matriz, lo que estimula la desagregación de la sedimentita. Este proceso puede amplificarse aún más en rocas de grano fino, sobre todo en aquellas en las que la proporción de esmectitas es alta.

La meteorización química se encuentra influenciada por una gran cantidad de variables, entre las que se destacan el Ph, Eh y la disponibilidad de agua, factores que controlan cinco procesos principales de la meteorización:

1. Disolución diferencial de componentes de la roca, 2. Carbonatación, 3. Oxidación y reducción, 4. Hidratación y 5. Hidrólisis (Bland y Rolls, 2016; Carroll 2012; Allen y Allen, 2013). Las características de cada uno de estos procesos son resumidas en la figura 2.3, por lo que nosotros nos centraremos aquí en aquellos que impactan fuertemente en la generación de sedimentos y en la petrología sedimentaria.

La disolución, a diferencia de la hidrólisis, no implica una reacción química en la que se generan nuevos minerales, sino simplemente el pasaje a solución de especies solubles de la roca, lo que afecta la estabilidad del conjunto, es decir, tanto de los componentes solubles y como no solubles. El proceso más común es la disolución de los carbonatos, según la siguiente reacción:

$$CaCO_3 \text{ (calcita)} + H^+ \rightarrow Ca^{2+} + HCO_3^-$$

En afloramientos de areniscas con importante proporción de cemento carbonático (calcita, dolomita o siderita) la roca puede ser seriamente afectada, ya que una creciente disolución del cemento carbonático desagrega progresivamente la roca. Lo dicho puede extenderse también a los cementos de yeso y los menos frecuentes de cloruros (halita, silvita).

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O \text{ (yeso)} \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$$

En el caso de rocas graníticas también ha sido descripta la disolución de minerales accesorios ferromagnesianos, y la hidratación de biotita, como factor inicial de la meteorización química (Hayes et al., 2020).

En condiciones naturales, y aunque los valores de Ph pueden variar según el ambiente depositacional, las aguas meteóricas por lo general están limitadas entre Ph 3 y Ph 9, aunque por lo común varían desde ligeramente ácidas a moderadamente alcalinas (Carroll, 2012). En la naturaleza la acidificación está mayormente controlado por la concentración de ácido carbónico (CO_3H_2), aunque no debería soslayarse la presencia de algunos ácidos orgánicos. Este último caso corresponde a afloramientos expuestos en áreas con muy importante descomposición de materia orgánica, por ejemplo, zonas pantanosas o planicies de inundación fluviales con alta productividad vegetal.

El ácido carbónico se origina básicamente por la interacción del agua con el CO_2 atmosférico (gaseoso) de acuerdo con:

$$H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3$$

para luego disociarse liberando protones,

$$H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$$

y eventualmente formar una segunda disociación

$$HCO_3^- \Leftrightarrow H^+ + CO_3^{2-}$$

Las condiciones ácidas resultantes de la disociación del ácido carbónico, o eventualmente de ácidos orgánicos, favorecen la alteración de varios tipos de minerales, incluyendo sulfatos, carbonatos e incluso silicatos, con la consecuente liberación de cationes. Los estudios de Anderson y Hawkes (1958) y posteriormente desarrollados por Miller (1961), revelaron secuencias de movilidad de cationes, los que de acuerdo con el tipo de roca se expresan en el siguiente orden (véase también Carroll, 2012):

Granito: Ca > Mg > Na > Ba > K > Si > Fe = Mn > Ti > Al
Arenita cuarzosa: Ca >> Na >> K > Mg > Fe > Si > Al
Arenisca (en general): Ca >>> Na > K > Si = Al

Un proceso de particular importancia en la meteorización química es la hidrólisis de los feldespatos, ya que en la mayoría de las rocas resultan el segundo componente en abundancia, luego del cuarzo que resulta un mineral casi por completo refractario a alteraciones químicas en condiciones superficiales. La hidrólisis comprende la reacción de un mineral con agua para formar nuevos minerales (principalmente arcillas) y liberar cationes en solución. En el caso de los feldespatos la transformación se produce en medio ácido de acuerdo a la reacción:

$CaAl_2Si_2O_8$ (anortita) + H_2CO_3 (ácido carbónico)+ ½ O_2 → $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (caolinita)+ Ca^{2+} (calcio en solución)+ CO^{3-} (ion carbonato)

La ortosa, el microclino o la sanidina muestran una reacción similar, con la única diferencia que en el caso de los feldespatos potásicos el K^+ reemplaza al Ca^{2+} y de igual forma en la hidrólisis de la albita el Na^+ reemplaza al Ca^{2+}. Nótese, que en todos los casos se produce la formación de caolinita, por lo que la reacción general puede ser expresada como:

Feldespato + H^+→ Arcilla (caolinita) + Cationes en solución

La hidrólisis del feldespato es un proceso importante en la meteorización química de rocas con textura granosa, en especial granitoides y metamorfitas de alto grado (esquistos, gneises, etcétera). La caolinita formada puede reemplazar por completo o sólo parcialmente al grano de feldespato, pero en ambos casos contribuye a la desestabilización de la estructura de la roca y a la liberación de granos.

FACTORES CONTROLANTES DE LA METEORIZACIÓN

Existen factores intrínsecos y extrínsecos a la roca que influencian la tasa de meteorización. Entre los primeros se encuentran la fábrica de la roca (esquistosidad, clivaje, etcétera), el grado de diaclasamiento, la composición (porcentaje de resistatos), el tamaño de grano, el número de componentes solubles, entre otros. Obviamente, rocas esquistosas o muy diaclasadas, con un número significativos de minerales inestables y componentes solubles serán mucho más propensas a la meteorización tanto física como química (Ruxton, 1968; Meybeck, 1987; Carroll, 2012; Goudie y Viles, 2012; Perri, 2020).

Establecer un índice específico de susceptibilidad a la meteorización para cada tipo de roca no es posible, ya que varía con el clima, la topografía y la densidad de vegetación. Algunos valores de tasa de denudación para distintos tipos de basamento en función del clima han sido compilados por Hack (2020), mientras que tendencias generales de como la meteorización afecta a diferentes grupos rocosos presentados por McQueen y Scott (2008). La figura 2.6 sintetiza las observaciones efectuadas por varios autores en relación con el efecto de la meteorización química sobre diferentes tipos de rocas; sin embargo, debe tenerse en cuenta que los procesos señalados varían notablemente según las condiciones climáticas e incluso la topografía.

Entre los factores exógenos se encuentran la temperatura, precipitaciones (ya sea en forma de lluvia o nieve), el relieve y actividad biológica (White y Blum, 1995; Lucas, 2001; Riebe et al., 2001; West et al., 2005; Carroll, 2012; Bland y Rolls, 2016; Deng et al., 2022). La temperatura y la precipitación son incluidas dentro del factor climático, el

que en la mayoría de los casos resulta la principal variable extrínseca que afecta al intemperismo. En climas tropicales y subtropicales domina la meteorización química sobre la física y en particular los procesos de disolución e hidrólisis favorecen la descomposición de rocas tanto cristalinas como sedimentarias.

Roca fuente	**Incremento en el grado de meteorización →**		
Granitoides, gneises y migmatitas	Parcial caolinitización de feldespatos, hidratación de minerales micáceos y comienzo de desferrización de biotitas y anfíboles	Feldespatos intensamente caolinitizados. Biotitas aparecen desferrizadas y los minerales ferromagnesianos intensamente alterados	Desaparición total de los silicatos ferromagnesianos. La caolinita se descompone liberando sílice y formando gibbsita y boehmita
Piroclastitas y volcanitas ácidas	Parcial argilitización del vidrio volcánico incluyendo fragmentos pumíceos y tobas, así como la pasta de volcanitas	La progresiva argilitización resulta en el reemplazo del material vítreo que dificulta la identificación de trizas y fragmentos pumíceos al microscopio. Fenocristales de plagioclasa se alteran parcialmente a arcillas y carbonatos	La textura original de la roca puede volverse irreconocible debido a la formación de masas de zeolitas, cloritas y silicificación por micro-cuarzo. Ocasionalmente aparecen reemplazos carbonáticos
Basaltos, Metabasaltos y Andesitas	Los microlitos de la pasta y los fenocristales de silicatos ferromagnesianos comien-zan a alterarse a óxidos hidratados de hierro. Por lo general fenocristales de plagioclasa con alteración incipiente	Progresa la alteración de los fenocristales de plagioclasa que liberan Ca^{2+} favoreciendo la alteración carbonática en la pasta. Fuerte alteración en piroxenos y olivina (formación de iddingsita)	Fenocristales alterados a arcillas, desaparición de silicatos ferromagnesianos. Dominan arcillas como clorita y zeolita. Niveles enriquecidos en goethita y bohemita. Eventualmente formación de lateritas.
Areniscas y conglomerados	La meteorización química sobre clastos se encuentra atemperada debido a la prevalencia de minerales metaestables (feldespatos) y estables (cuarzo). En el caso de cementos, por ejemplo, carbonáticos, comienza su disolución	Alteración de feldespatos que genera incremento en arcillas (mayormente caolinita). En el caso de areniscas con alto porcentaje de fragmentos líticos volcánicos comienza el reemplazo de éstos por cloritas y esmectita.	Disolución masiva de cementos (excluyendo los silíceos) que conducen a la progresiva desagregación de la roca. En el caso de arenitas arcósicas incremento significativo en la proporción de caolinita.
Calizas	Por lo general contacto neto entre la zona meteorizada y no meteorizada. En climas húmedos se inicia la disolución parcial de la calcita	Progresiva disolución de la caliza, en caso de estar interestratificada con fan-golitas se desarrollan en el perfil de meteorización niveles arcillosos de geometría irregular	Importante disolución de la caliza y desarrollo de relieve cárstico (en climas húmedos). Los niveles de arcilla intercalados se alteran formando capas ferruginosas

Figura 2.6. Algunos de los patrones de meteorización seguidos por diferentes tipos de rocas (compilado y modificado de Butt, 1985; Nesbitt y Young, 1989; McQueen y Scott, 2008; Carroll, 2012; Vázquez et al., 2016; Hack, 2020).

Por el contrario, en latitudes medias donde la temperatura no es tan alta y las precipitaciones menores, el tipo de meteorización será variable y sobre todo controlado

por otros factores como el tipo de roca y la topografía. Finalmente, en climas áridos (en particular aquellos con precipitaciones inferiores a los 200 mm anuales) y temperaturas extremas (frías o cálidas) la meteorización física se impone sobre la química (Fig. 2.7A).

El relieve juega también un rol importante pues directa o indirectamente influencia la tasa de erosión y consecuentemente el espesor de regolito acumulado. El tamaño de un regolito depende del balance entre la tasa de meteorización y la tasa de remoción por denudación del regolito previamente formado (Allen y Allen, 2013). La denudación depende del clima, pero es fuertemente controlada por la topografía, ya que a similar condición climática la mayor pendiente implica incremento en la tasa de denudación.

Carson y Kirkby (1972) y Goudie y Viles (2012) analizaron la relación entre el espesor del regolito y la tasa de denudación, para lo cual consideraron dos situaciones diferentes: 1. Espesor "limitado por meteorización" y 2. "limitado por erosión" (Fig. 2.7B).

La limitada por meteorización se produce cuando la tasa de intemperismo es menor que la de erosión, por lo que el regolito es rápidamente removido (LM en la figura 2.7B).

Sólo se producirá un incremento en el espesor del regolito cuando la tasa de meteorización aumente a partir de un cierto punto y supere al transporte (C en Fig. 2.7B). La situación opuesta, limitada por transporte (LT en la Fig. 2.7B), ocurre cuando la producción de sedimento por meteorización es superior a la capacidad de transporte (erosión), por lo que el espesor del regolito incrementará, aunque baje la tasa de meteorización (LT en Fig. 2.7).

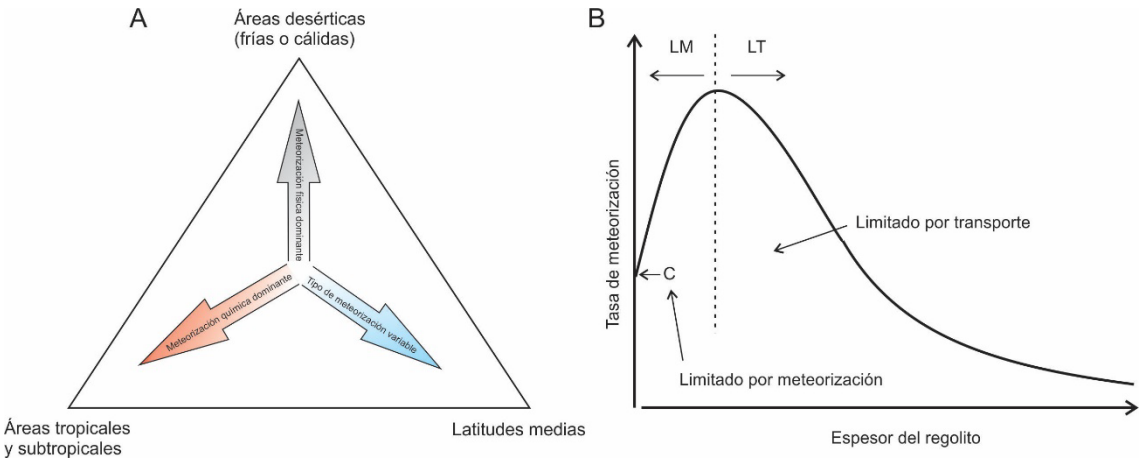


Figura 2.7. A, diagrama esquemático en el que se ilustran los tipos de meteorización prevalentes en áreas desérticas, tropicales-subtropicales y latitudes medias con régimen de precipitación intermedio. B, relación entre la tasa de meteorización y el espesor del regolito, nótese que en el estado "limitado por meteorización" (LM en la figura) la eficiencia del transporte hace que el regolito recién comience a acumularse a partir de C y que en el estado "limitado por transporte" (LT en la figura) el espesor del regolito aumente, aunque la tasa de meteorización disminuya (modificado de Carson y Kirkby, 1972).

En otras palabras, el rol del relieve podría ser expresado en términos de pendiente que favorezca el transporte del material meteorizado (regolito). Nótese que, si la tasa erosión es mínima y el espesor del regolito aumenta, la meteorización de la roca fuente puede disminuir significativamente, e incluso cesar, debido a que la misma cubierta de sedimentos *in situ* puede actuar como pantalla para la meteorización.

Finalmente, en lo que corresponde a la vegetación, puede actuar en dos sentidos, contribuyendo a la meteorización física principalmente por acción de raíces, o favoreciendo la meteorización química, ya sea mediante la liberación de ácidos orgánicos vinculados a plantas vasculares o por acción de bacterias, hongos o líquenes (Egli et al., 2008; Ivory et al., 2014; Bland y Rolls, 2016; Chen et al., 2000).

ZONACIÓN EN EL REGOLITO Y FRENTE DE METEORIZACIÓN

El material resultante del intemperismo sea este físico, químico o la combinación de ambos, puede entrar inmediatamente en transporte o acumularse por algún tiempo sobre la roca meteorizada. En este libro el término regolito es empleado en un sentido restrictivo, para describir la acumulación de clastos que no han sufrido transporte y yacen directamente sobre su roca fuente. Nótese que en esta definición el regolito guarda una estrecha correspondencia composicional con su roca de origen, sólo minerales inestables bajo condiciones de meteorización química intensa podrían haber desaparecido. Por lo tanto, desde el punto de vista petrológico el estudio de un regolito puede ser utilizado como indicador paleoclimático al comparar las diferencias composicionales entre la roca y el sedimento suprayacente.

Sin embargo, sobre todo en estudios geomorfológicos y edafológicos, el término regolito ha sido empleado no sólo para el material meteorizado, sino también para los sedimentos transportados y depositados por acción fluvial o eólica en forma de manto sobre la roca alterada (Merrill, 1897; Eggleton, 2001; Anand et al., 2014; Phillips et al., 2019; Huggett, 2023). De hecho, Taylor y Eggleton (2001) sintetizando las ideas de Merrill (1897) quien propusiera originalmente el término regolito, dividieron a este tipo de acumulación en no transportadas ("*sedentary*") y transportadas, a las que a su vez separaron en depósitos coluviales, aluviales y eólicos. Excelentes revisiones acerca de la naturaleza y terminología de los regolitos aparecen en Taylor y Eggleton (2001) y Huggett (2023).

El problema de una definición que no restringe el regolito al material no transportado, es que se pierde la correspondencia genética entre el sedimento y la roca fuente, por lo que los estudios petrológicos comparativos roca fuente-regolito pierden sentido en secuencias antiguas y recientes. Es por ello, que más allá de cuál sea la definición adoptada para el regolito, nosotros nos referiremos de ahora en más a la cubierta de sedimentos no transportados que yace sobre su roca fuente (*sedentary regolith* en el sentido de Taylor y Eggleton, 2001).

La práctica demuestra que bajo condiciones de intemperismo químico intenso al menos cuatro zonas deben ser diferenciadas al estudiar este tipo de acumulaciones (Fig. 2.8):

1. Roca no alterada
2. Intervalo de roca alterado
3. Acumulación sedimentaria *in situ* (regolito)
4. Eventualmente la zona con desarrollos de procesos edáficos.

El término roca no alterada, sea esta ígnea, metamórfica o sedimentaria, es utilizado para referirse a la roca que no ha sufrido intemperismo y en la cual la presencia de algunos minerales de alteración (por ejemplo, feldespatos a arcillas o máficos cloritizados) es el resultado de mecanismos desarrollados durante la formación de la roca (por ejemplo, deutéricos en el caso de los granitoides) y no de procesos de meteorización.

En el segundo intervalo, separado por la superficie de frente de meteorización, se encuentra la roca meteorizada que, aunque puede mostrar intensa alteración de minerales inestables, no ha perdido su fábrica ni coherencia (Fig. 2.8).

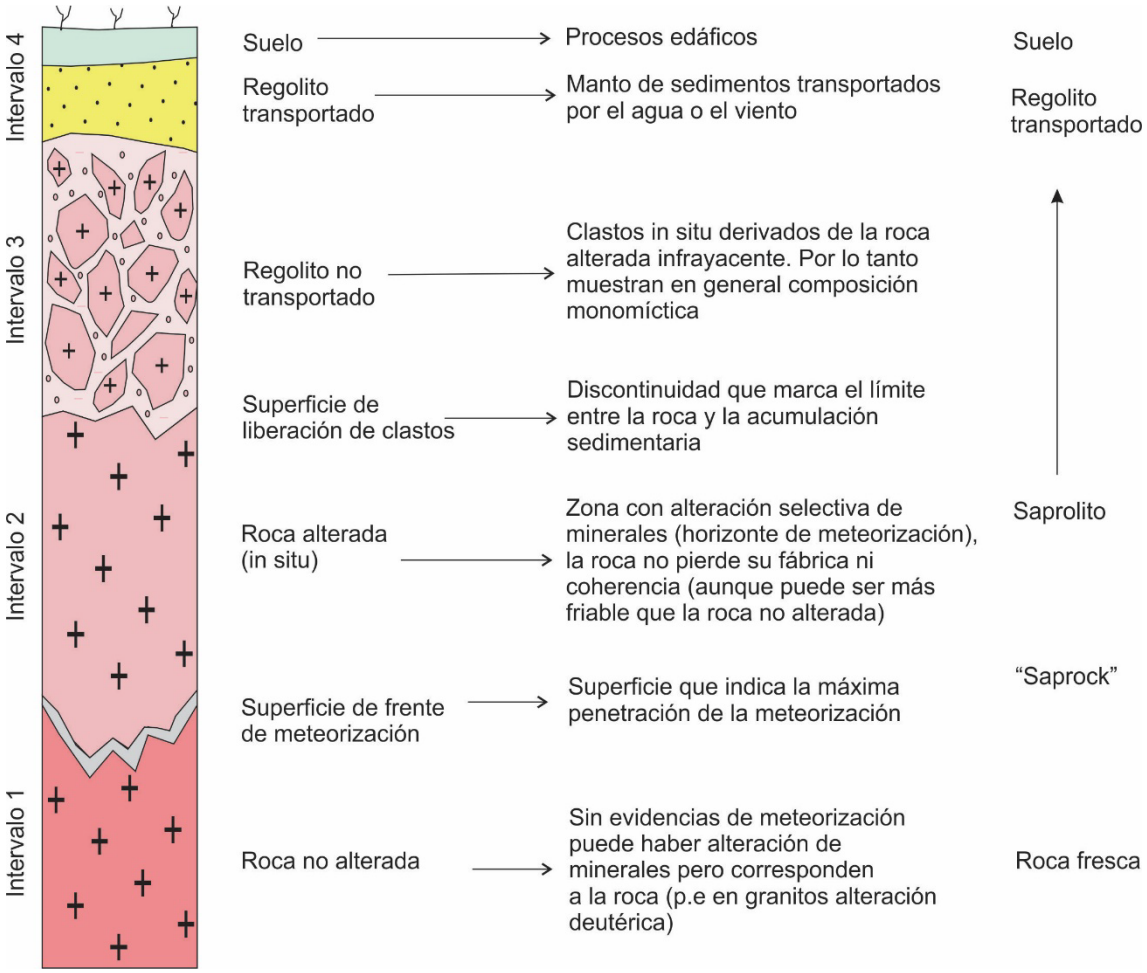


Figura 2.8. Ejemplo de los intervalos observados en un perfil de meteorización, se han agregado algunos términos corrientemente usados en su descripción.

En este punto, los significados de dos términos relacionados con el perfil de meteorización deben ser considerados. Cuando la meteorización de la roca es esencialmente química e intensa, se utiliza el término saprolito ("*saprolite*") para referirse al intervalo de roca que, aunque fuertemente alterado, retiene la fábrica original (Taylor, 2011; Pope, 2015; Arias et al., 2016, Juilleret et al., 2016; Phillips et al., 2019, Fig. 2.8). Para la transición entre el saprolito y la roca fresca, el nombre de "saprock" ha sido propuesto por algunos autores, aunque otros lo usan para referirse a todo el intervalo de roca alterado (Pope, 2015, y trabajos en Scott y Pain, 2008, Fig. 2.8).

El tercer intervalo comprende al "regolito no transportado" (estrictamente regolito en este libro) el que se separa de la roca alterada por una superficie que señala la zona de liberación de clastos (Fig. 2.8). Esta superficie describe al paleorrelieve cubierto por el regolito, el que suele presentar fragmentos angulosos a subangulosos, formados por un amplio espectro de tamaño de grano (desde bloques hasta arcilla). La granulometría depende principalmente del tipo de roca y de la intensidad de la meteorización. Así, por ejemplo, rocas graníticas en condiciones de meteorización física dominante formarán regolitos mayoritariamente compuestos de bloques, grava y arena. Sin embargo, a medida que la meteorización química aumenta, varios minerales, y en particular los feldespatos, son alterados y transformados parcial o totalmente en arcillas (caolinita). En condiciones extremas de intemperismo químico, los regolitos estarán dominados por arena y arcilla con menor proporción de grava y bloques.

Finalmente, el cuarto intervalo incluye a sedimentos transportados y en ocasiones edafizados, que no guardan necesariamente relación composicional con la roca meteorizada infrayacente (Fig. 2.8).

Las cuatro zonas previamente señaladas pueden ser diferenciadas en el registro geológico y su estudio petrográfico brindar importante información, no sólo sobre las reacciones químicas ocurridas durante la exposición subaérea de la roca, sino también sobre aspectos paleoclimáticos. Para efectuar este tipo de estudios, es necesario primeramente una correcta caracterización megascópica de los intervalos, desde donde se obtendrán las muestras para las secciones delgadas.

Si bien no existe un esquema de clasificación unificado para la descripción de grados de meteorización en el campo, la propuesta del "*Code of practice for site investigations, British Standard, 1999*" puede ser de gran utilidad. Este esquema de clasificación presenta diferentes niveles de aproximación de acuerdo con la dureza de la roca y su homogeneidad. Aquí sólo mostramos el esquema de clasificación para materiales sobre sustratos rocosos uniformes y bien consolidados (BS 1999, Fig. 2.9).

los estudios petrográficos la roca no alterada debe considerarse el estado cero de la meteorización (punto de referencia). La zona rocosa alterada sirve para caracterizar el patrón de meteorización antes de la formación del regolito, donde ya se ha producido la liberación de los clastos. Finalmente, la zona edafizada (de existir), además de permitir caracterizar el tipo de paleosuelo, brinda información acerca de cuáles son los resistatos,

el grado de alteración de los minerales metaestables (por ejemplo, feldespatos) y la transformación de los minerales inestables, frecuentemente en arcillas.

Cada uno de estos horizontes debe ser estudiado petrográficamente y al mismo tiempo determinar la proporción y el tipo de minerales de arcillas. En forma complementaria, estudios geoquímicos, incluyendo por ejemplo la variación del índice de meteorización de Parker (1970) desde la roca fresca al regolito, pueden aportar valiosa información sobre el ambiente meteórico. Todos estos estudios conducen a la definición de unidades dentro del regolito, identificadas como facies de regolito o unidades de regolito (Eggleton, 2001).

Un concepto que ayuda a entender mejor los perfiles de intemperismo es el de "frente de meteorización", el que resulta una superficie de valor estratigráfico-petrológico que separa la roca meteorizada de la no alterada (Mabbutt, 1961; Royne et al., 2008; Phillips et al., 2019).

Clasificación del nivel de meteorización para sustratos uniformes y bien consolidados		
Grado	***Clasificación***	***Descripción***
I	Roca fresca	No alterada desde su estado original
II	Ligeramente meteorizada	Ligera decoloración de la roca y debilitamiento (se hace un poco más friable)
III	Moderadamente meteorizada	La roca se vuelve friable, se observa decoloración penetrativa. Trozos de la roca no pueden ser rotos con la mano
IV	Altamente meteorizadas	Grandes trozos pueden ser quebrados con la mano. No se desintegran fácilmente cuando las muestras secas son inmersas en agua
V	Completamente meteorizadas	Considerablemente friables, textura original aparente, se desintegran en agua
VI	Suelo residual	Suelo resultante de la meteorización in situ, retiene poco a nada de la textura o fábrica original de la roca

Figura 2.9. Esquema de clasificación para grados de meteorización (BS 5930:1999).

El frente de meteorización, también llamado "superficie basal de meteorización" por Ruxton y Berry (1959), es una superficie relativamente plana o irregular, que indica hasta donde ha penetrado la meteorización dentro de la roca. Aunque en muchos casos el frente de meteorización puede ser fácilmente reconocido, en otros existe un pasaje gradual entre la roca meteorizada y la zona alterada (Taylor y Eggleton, 2001; Holbrook et al., 2019; Phillips et al., 2019). En ocasiones, los perfiles de alteración de las rocas pueden mostrar múltiples frentes de meteorización, los que probablemente registran cambios climáticos o de nivel de base a lo largo del tiempo (Rowl Twidale y Vidal Romani, 2004; Phillips et al., 2019). El reconocimiento de múltiples frentes de meteorización requiere de estudios

petrográficos detallados, en los que se analice comparativamente la petrografía de la roca fuente y el saprolito, con énfasis en la formación de minerales de alteración en este último.

METEORIZACIÓN EN LA PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

El tipo de meteorización sufrido por la roca fuente, la profundidad del frente de meteorización y las características del regolito pueden brindar importante información paleoclimática en el estudio de secuencias antiguas y recientes. El primer punto es establecer si el intemperismo estuvo dominado por procesos físicos o químicos, ya que como se ha discutido previamente el clima juega un papel importante en este aspecto. La figura 2.10 sintetiza las características principales que permiten discriminar entre los dos tipos de meteorización.

Algunas de las características señaladas en la figura 2.10 pueden ser apreciadas megascópicamente, pero otras necesitan de un estudio petrográfico más detallado. En este último caso, el análisis microscópico debe llevarse a cabo definiendo al menos tres unidades: 1. la roca fresca, 2. la roca meteorizada (saprorock) y 3. el regolito no transportado.

El estudio de estos niveles deberá focalizarse inicialmente en determinar si existen diferencias mineralógicas significativas entre las tres unidades arriba señaladas. Comparativamente la meteorización mecánica preserva mucho más la mineralogía original de la roca fuente en el regolito que la química.

Otro punto importante es el estudio de los minerales inestables (olivino, anfíboles y piroxenos) o metaestables (feldespatos, fragmentos líticos). En el primer caso se comparará el porcentaje y grado de alteración (desferrización, argilitización, disolución) desde la roca hasta el regolito. Por lo general, a diferencia de la meteorización química, la física no produce grados de alteración significativos, y mucho menos la desaparición hacia el regolito de minerales ferromagnesianos.

En el caso de los feldespatos, la meteorización química produce hidrólisis que conduce a la formación de masas arcillosas dentro o rodeando a los cristales. Paralelamente se produce un progresivo aumento en la disolución parcial o total de plagioclasas o feldespatos potásicos. En particular la hidrólisis de los feldespatos es un proceso característico de la meteorización química.

La variación del porcentaje de minerales livianos y pesados desde la roca fuente siguiendo el perfil de meteorización, es otro criterio que permite evaluar la intensidad de la meteorización y su relación con el paleoclima.

Otros aspectos a evaluar son el grado de alteración de los minerales micáceos, junto con la presencia y composición de niveles ferruginosos y duricostras, características éstas más frecuentes en la meteorización química que en la física.

Complementariamente, estudios geoquímicos centrados en los índices de alteración química pueden brindar importante información. La primera aproximación de uso general

fue presentada por Parker (1970) quien evaluó propuestas previas hechas por Ruxton (1968) y Kramer (1968).

Meteorización física dominante	Meteorización química dominante
Pocas diferencias entre la mineralogía de la roca meteorizada, regolito y la roca fresca	Moderadas a altas diferencias entre la mineralogía de la roca meteorizada, regolito y la roca fresca
Bajo grado de alteración de minerales inestables, principalmente ferromagnesianos (olivina, piroxenos y anfíboles), tanto en la roca meteorizada como en el regolito	Moderado a alto grado de alteración de minerales inestables, principalmente ferromagnesianos (olivina, piroxenos y anfíboles) tanto en la roca meteorizada como en el regolito
Feldespatos mostrando limitada alteración	Feldespatos desde moderadamente a intensamente alterados con evidencias de hidrólisis
Escasa evidencia de hidratación (muscovita y biotita) y desferrización de minerales micáceos (biotita)	Minerales micáceos “hinchados” por hidratación y desferrización de la biotita a nivel microscópico
Limitada formación de arcillas como producto del intemperismo en el regolito respecto a la roca no meteorizada	Los fragmentos del regolito pueden mostrar alta proporción de minerales de arcilla con respecto a la roca no meteorizada
Escasa formación de niveles ferruginosos o duricostras	Frecuentes niveles ferruginosos o duricostras calcáreas o silíceas
Frente de meteorización de limitada penetración en la roca	Frente de meteorización moderadamente a muy penetrativo (en ocasiones decenas de metros)
Horizontes de decoloración poco representados y de escaso espesor (centimétricos)	Frecuentes horizontes de decoloración de varios metros de espesor
Regolitos en donde predominan fragmentos angulosos resultados de fracturación mecánica	Regolito donde predominan fragmentos subangulosos a subredondeados por efecto de la meteorización química
Bajos valores de índices de meteorización en los regolitos	Moderados a altos valores de índices de meteorización sobre regolitos
Bajos índices de alteración química (CIA, CIW, PIA, etc.)	Moderados a altos índices de alteración química (CIA, CIW, PIA, etc.)

Figura 2.10. Criterios para la distinción entre regolitos dominados por meteorización física versus química.

En la propuesta de Parker, el índice de meteorización se calcula por la proporción de los elementos alcalinos y alcalinotérreos más comunes y la fuerza de unión de cada uno

de los elementos con el oxígeno. Debe aclararse que el Si y el Al son explícitamente excluidos por el autor debido a su baja movilidad en medios naturales.

El índice de Parker (1970) queda definido entonces como,

$$WIP = ((Na)a/0{,}35 + (Mg)a/0{,}90 + (K)a/0{,}25 + (Ca)a/0{,}70) \times 100$$

Donde WIP es el índice de meteorización, (X)a es la proporción atómica del elemento X (Na, Mg, K o Ca) la que surge de dividir el porcentaje del elemento por su peso atómico. Finalmente, los valores numéricos de los divisores corresponden a la fuerza de unión de cada uno de estos elementos con el oxígeno de acuerdo con los datos calculados por Nicholls (1963).

Otros índices de alteración química han sido definidos más recientemente, como el CIA (Nesbitt y Young, 1982), el CIW (Harnois, 1988), el PIA (Fedo et al., 1995) y el ICV (Cox et al., 1995). Aunque estos índices pueden ser también utilizados con éxito para evaluar el tipo de meteorización sufrido por la roca, en la actualidad se emplean como indicadores paleoclimáticos, no necesariamente vinculados a regolitos o roca fuente meteorizada, por lo que los citados índices serán tratados con mayor detalle en el Capítulo 15).

Una síntesis sobre la estrategia en el estudio petrológicos de los perfiles de meteorización es mostrada en la figura 2.11. De acuerdo con el organigrama las investigaciones deben dividirse en aquellas de megaescala (básicamente descripciones de campo) y de microescala que incluye estudios de secciones delgadas de rocas, rayos X y eventualmente geoquímicos. Los estudios iniciales corresponden a la descripción megascópica que abarca no sólo al perfil de meteorización sino también a la roca fuente. Un segundo paso consiste en la identificación de la superficie del frente de meteorización que permitirá delimitar la roca fuente (no alterada) del saprolito. A partir de este punto dan comienzo los estudios de microescala mediante el muestreo de la roca fuente y el saprolito.

El paso siguiente consiste en la descripción de la meteorización, lo que permitirá la delimitación de las unidades que integran el saprolito y la caracterización petrográfica de cada una de ellas. Posteriormente, la identificación de la superficie de liberación de clastos posibilitará precisar la base del regolito el que deberá ser caracterizado desde dos perspectivas. Primeramente, la petrografía de los clastos que integran el regolito comparándola con la del saprolito, este estudio podrá complementarse con estudios de rayos X y eventualmente geoquímicos. Por otro lado, es necesario caracterizar granulométricamente al regolito con el objeto de identificar las proporciones de grava, arena, limo y arcilla. Este dato será útil a la hora de interpretar los resultados de la alteración química tanto del saprolito como la roca fuente.

Finalmente, toda la información reunida permitirá establecer las condiciones de formación del regolito, es decir, la influencia del clima, el relieve, tiempo de exposición y vegetación entre otras.

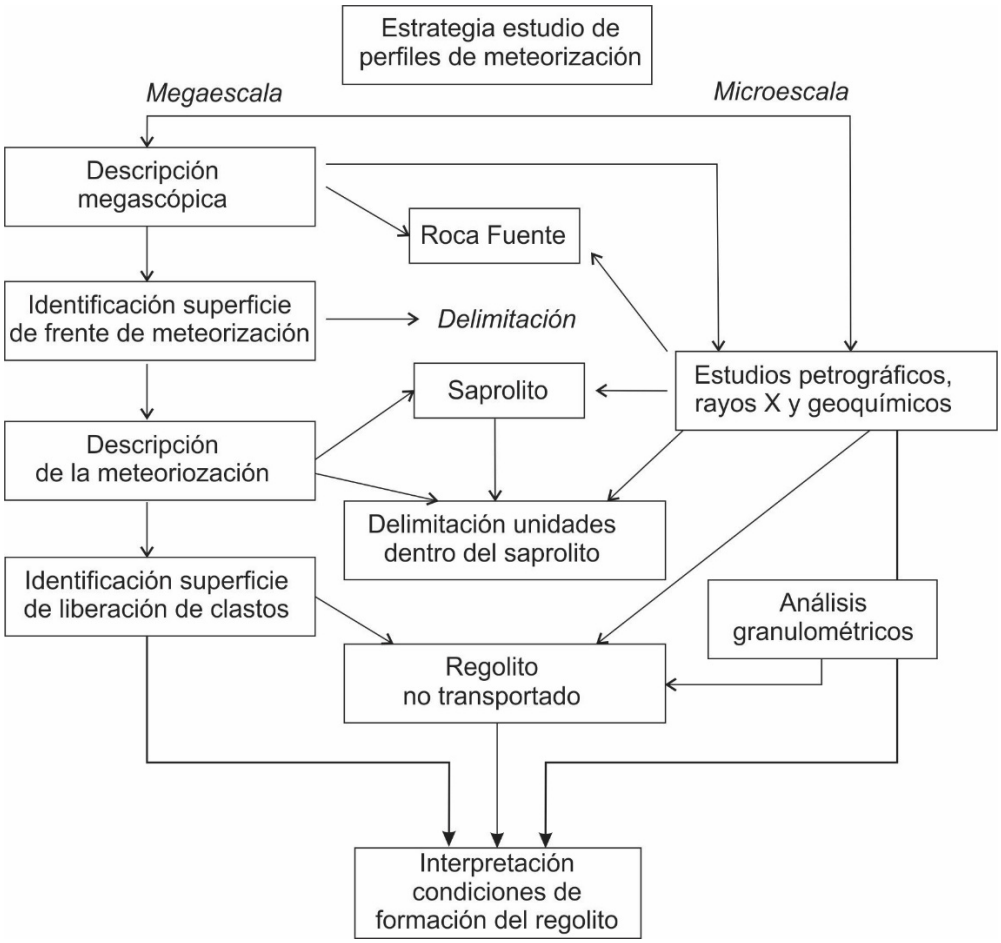


Figura 2.11. Organigrama mostrando la estrategia para el estudio de los perfiles de meteorización. Para explicación véase el texto, para ejemplos véase Enlaces de imágenes 2.1.

Enlaces a imágenes 2.1: Para perfiles de meteorización
Aquino et al. (2022): https://doi.org/10.3390/min12030305 Imágenes petrográficas de regolitos relacionados a lateritas ricas en níquel (figuras 4, 5 y 6 págs. 8 a 10)
dos Santos et al. (2022): https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106214 Regolito desarrollado bajo condiciones tropicales (Brasil), incluye cortes delgados y alguna imagen de microscopía electrónica)
Domènech et al. (2020): https://www.redalyc.org/journal/943/94370787013/html/ Buenos ejemplos de cortes delgados e imágenes MEB a lo largo del perfil de meteorización.

TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN DE SEDIMENTOS

Una vez liberados desde su roca fuente y del regolito los clastos comienzan a ser transportados, ya sea en forma individual o mucho más frecuentemente en conjunto bajo la configuración de formas de lecho. Los sedimentos podrán ser luego depositados, ya sea temporariamente para sufrir luego erosión y nuevo transporte, o bien en forma definitiva antes del inicio del sepultamiento.

En la petrología sedimentaria el efecto del transporte y depositación comprende dos aspectos principales: 1. Las características inherentes a los clastos (distribución granulométrica, redondez, esfericidad, eliminación de clastos inestables, etc.) y 2. microestructuras sedimentarias formadas por la depositación de diferentes formas de lecho.

En esta sección se describirán brevemente los aspectos fundamentales del transporte y depositación de sedimentos, intentando dar algunos ejemplos de cómo el campo microscópico puede contribuir al mejor entendimiento de los procesos sedimentarios. Para ello se analizarán sucintamente tres condiciones diferentes: 1. El transporte y depositación eólica, 2. El transporte y depositación por corrientes fluviales y 3. El transporte y depositación en otros medios subácueos (marino costero). Obviamente, el desarrollar en detalle cada uno de estos puntos excede los objetivos de este libro, sólo se trata de ilustrar con algunos ejemplos la forma en la que la petrología sedimentaria puede contribuir al estudio macroscópico de campo, desde los mecanismos de transporte y depositación hasta la definición de microfacies (véase para ejemplo enlaces de imágenes 2.1 y 2.2).

MECANISMOS DE TRANSPORTE EN AMBIENTES EÓLICO: UNA SÍNTESIS

El transporte eólico se produce por tres mecanismos: 1. impacto-proyección, 2. impacto-reptaje y 3. suspensión (Fig. 2.12). El impacto-proyección, como su nombre lo indica, corresponde al impacto de un grano sobre el lecho arenoso produciendo la eyección de uno o varios granos (incluye mayormente desde la arena media a muy fina). El reptaje (*creeping*) es el desplazamiento repetitivo y milimétrico (raramente de unos pocos centímetros) hacia adelante de la partícula por efecto del impacto de otro clasto. Sucesivos episodios de reptaje hacen que este mecanismo de transporte domine especialmente en los gránulos y las arenas muy gruesas. Finalmente, el limo y la arcilla son segregadas de los campos eólicos por suspensión y depositadas en planicies de loess periféricas, dentro de cuencas oceánicas o bien transportadas varios miles de kilómetros a regiones distantes no conectadas a ambientes desérticos. Durante la suspensión la partícula puede ser movilizada grandes distancias sin ser depositada (cientos a miles de kilómetros, suspensión de largo término de Nickling y Neuman, 2009; Kok et al., 2012) o bien cortos trayectos, para luego ser resuspendida sucesivamente (suspensión de corto tiempo).

En el ambiente eólico los clastos se agrupan generando formas de lecho características que de acuerdo con su longitud de onda y altura se clasifican en cuatro órdenes (Fig. 2.13).

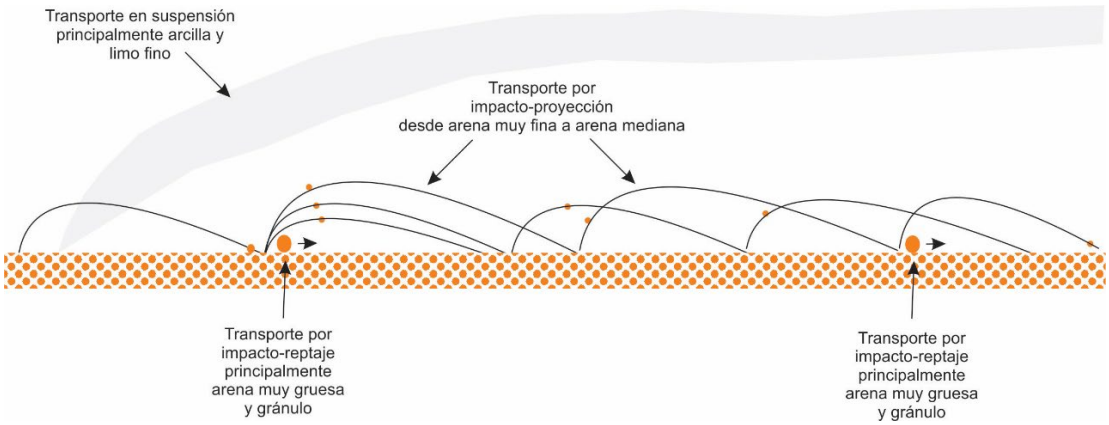


Figura 2.12. Mecanismos de transporte eólico, nótese que la suspensión de corto y largo término han sido genéricamente incluidas en "transporte en suspensión". Modificado de Nickling y Neuman (2009) y de Kok et al. (2012).

Las formas más pequeñas (microformas) corresponden a las óndulas eólicas, caracterizadas por longitudes de onda entre 10 y 20 cm (en casos extremos 30 cm) y alturas por lo general inferiores a 3 cm. Dos aspectos distinguen claramente a las óndulas eólicas de las fluviales; por un lado, su índice de óndula superior a 15 y, por el otro, la presencia del mayor tamaño de grano en las crestas y no en el seno como ocurre en las óndulas fluviales. Este último punto se debe al abandono, durante el transporte eólico, de arenas gruesas y gránulos (población de impacto-reptaje) próxima a la cresta de las óndulas. Paralelamente, en la cara de sotavento se depositan desde arenas medianas a muy finas, las que corresponden a la población transportada por impacto-proyección y en mucha menor medida impacto-reptaje.

ESCALA	FORMA DE LECHO	CARACTERÍSTICAS	OBSERVACIONES
Microformas	Ondulas	Longitud de onda menor a 20 cm altura por lo general inferior a 2 cm	Por el mecanismo de transporte puede diferenciarse entre ondulitas dominadas por impacto, impacto-proyección y reptaje
Mesoformas	Zibars Protodunas Sombras de arena	Longitud de onda desde un metro a varios metros metros, altura inferior a 2 m.	Incluye formas fijas (zibars) ancladas a la vegetación y móviles (protodunas)
Megaformas	Dunas	De decenas a pocas centenas de metros de longitud de onda. Altura de varios metros a pocas decenas de metros	Incluye diferentes tipos mayormente clasificadas por la sinuosidad y disposición de la cresta con respecto a la dirección del viento
Megaformas gigantes	Draas Akles	Longitud de onda kilométrica (hasta 5 kilómetros) y altura de decenas de metros	Se clasifican por la sinuosidad de la cresta, aquellas de crestas rectas corresponden a draas y las de crestas sinuosas a akles.

Figura 2.13. Clasificación de formas de lecho eólica seguida en este libro.

Al producirse la migración de las óndulas eólicas se genera una laminación pseudohorizontal (entrecruzada de muy bajo ángulo) en la que es frecuente observar microgradación inversa dentro de las láminas. Esta laminación refleja el muy bajo ángulo de ascenso de los sucesivos trenes de óndulas, mientras que la microgradación se debe al

abandono de la población transportada por impacto-reptaje al posponer la cresta (Limarino et al., 2015, Fig. 2.14). Esta gradación inversa de intralámina es propia de las óndulas eólicas y las diferencia de las generadas por acción fluvial o en ambiente marino.

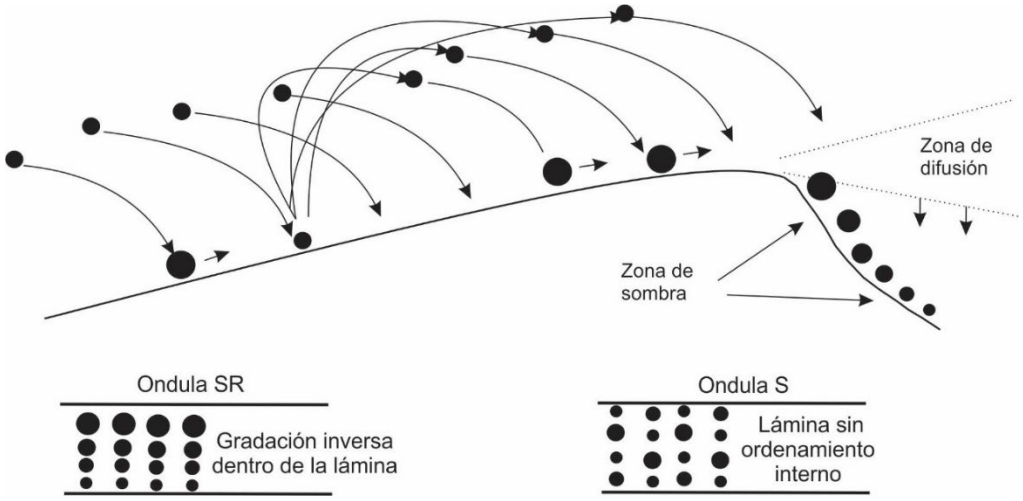


Figura 2.14. Origen de la microgradación inversa dentro de las láminas formadas por migración de óndulas.

El estudio microscópico de la laminación pseudohorizontal permite identificar dos tipos de óndulas. Por un lado, aquellas formadas por impacto-proyección e impacto-reptaje de grano, las que se caracterizan por el desarrollo de gradación inversa dentro de la lámina y una menor selección granulométrica (óndulas tipo SR, Bernárdez et al., 2022). Por el otro, las óndulas dominadas por impacto-proyección (óndulas S, Bernárdez et al., 2022), las que son de tamaño de grano más fino, mejor seleccionadas y sin gradación inversa dentro de la lámina. Secciones delgadas correspondientes a estos dos tipos son ilustrados en la figura 2.15. En A se muestra la típica gradación inversa que caracteriza a las óndulas SR, nótese que el espesor de la lámina es menor a 2 cm y que está dominada por granos de arena muy fina en la base y mediana a gruesa en el techo (Fig. 2.15). Por el contrario, B corresponde a una óndulas S dominada por arena fina y muy fina, mejor seleccionada y sin microestructuras visibles (Fig. 2.15).

Las megaformas corresponden a distintos tipos de dunas que son clasificadas de acuerdo a su morfología y a la relación entre la orientación de la cresta y la dirección del viento (Fig. 2.16). La estratificación entrecruzada, que caracteriza la estructura interna de las dunas, desarrolla capas frontales que resultan de la alternancia de tres procesos de transporte y depositación: avalancha de granos (*grainflow*), caída de granos (*grainfall*) y migración de óndulas (Figs. 2.17 y 2.18). Cada uno de estos procesos desarrolla fábricas propias y es caracterizado por entornos de tamaño de grano y selección granulométrica (Schenk, 1983; Nickling et al., 2002, Loope et al., 2012; Limarino et al., 2015; Maithel et al., 2021).

El análisis en sección delgada de las distintas láminas permite deducir el proceso que formó la capa frontal y por lo tanto la mecánica de avance de la duna (Schenk, 1983; Hasler et al., 2012; Limarino et al., 2015; Maithel et al., 2021).

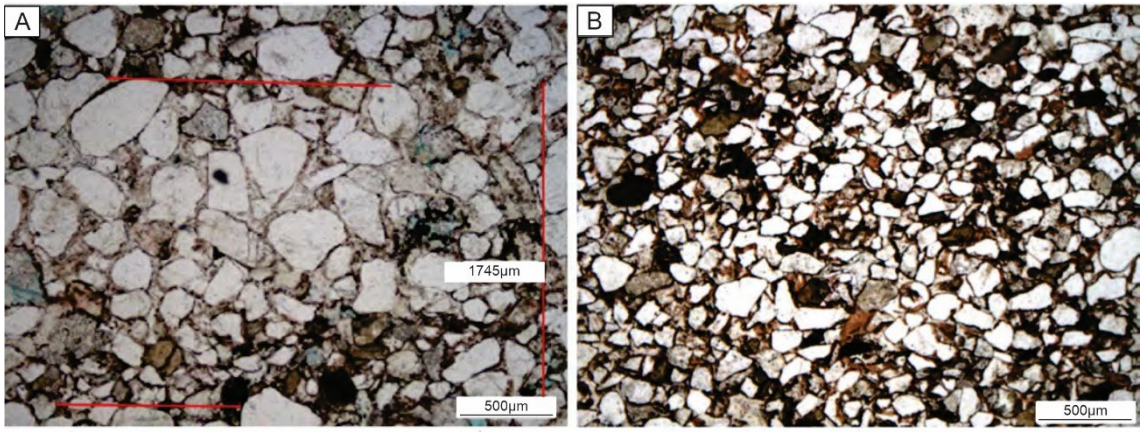


Figura 2.15. Secciones delgadas de areniscas correspondientes a estratificación pseudohorizontal resultante de la migración de dos tipos de óndulas eólicas. A, muestra gradación inversa dentro de una lámina resultantes de la migración de óndulas tipo SR, obsérvese que el espesor de la lámina es de aproximadamente unos 1745 micrones. B, ilustra también laminación pseudohorizontal pero en este caso formada por óndulas S en la que dominan areniscas finas y muy finas mejor seleccionadas. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Un ejemplo de lo dicho se muestra en la figura 2.18, la imagen A ilustra una lámina formada por la migración de óndulas a lo largo de la parte inferior de la capa de sotavento formando gradación inversa dentro de la lámina. Por el contrario, B muestra el contacto entre una lámina de caída de granos y otra de avalancha (Limarino et al., 2015).

La extremadamente baja densidad del viento y los mecanismos de transporte arriba citados, les imprimen a las areniscas eólicas características propias que pueden ser observadas y medidas en el microscopio petrográfico. Algunas de ellas son:

1. Las eolianitas muestran por lo general muy buena a excelente selección granulométrica, frecuentemente con diámetros medios dentro del intervalo 2 - 3 phi (Ahlbrandt y McKee, 1979).
2. El porcentaje de matriz es sumamente bajo casi invariablemente menor al 5% y por lo general inferior al 2%.
3. Debido a la buena y muy buena selección la porosidad depositacional es elevada, cercana al 50%, sin embargo, durante la diagénesis gran parte de esta porosidad puede ser obliterada por cementación.
4. En el caso de areniscas eólicas correspondientes a fajas de dunas costeras la redondez de los clastos es elevada. No obstante, en los grandes desiertos y en campos eólicos de valles intermontanos, los granos pueden ser subredondeados hasta subangulosos.
5. De acuerdo con los mecanismos de transporte y depositación en microformas (impacto-proyección, impacto reptaje, suspensión) o en meso y megaformas (caída de grano, avalancha, migración de óndulas) se observarán en las areniscas cambios texturales y de microfábrica. En el registro sedimentario el estudio de estos cambios, a nivel microscópico, pueden ser de gran ayuda para interpretar la dinámica y arquitectura de las diferentes formas de lecho eólicas.

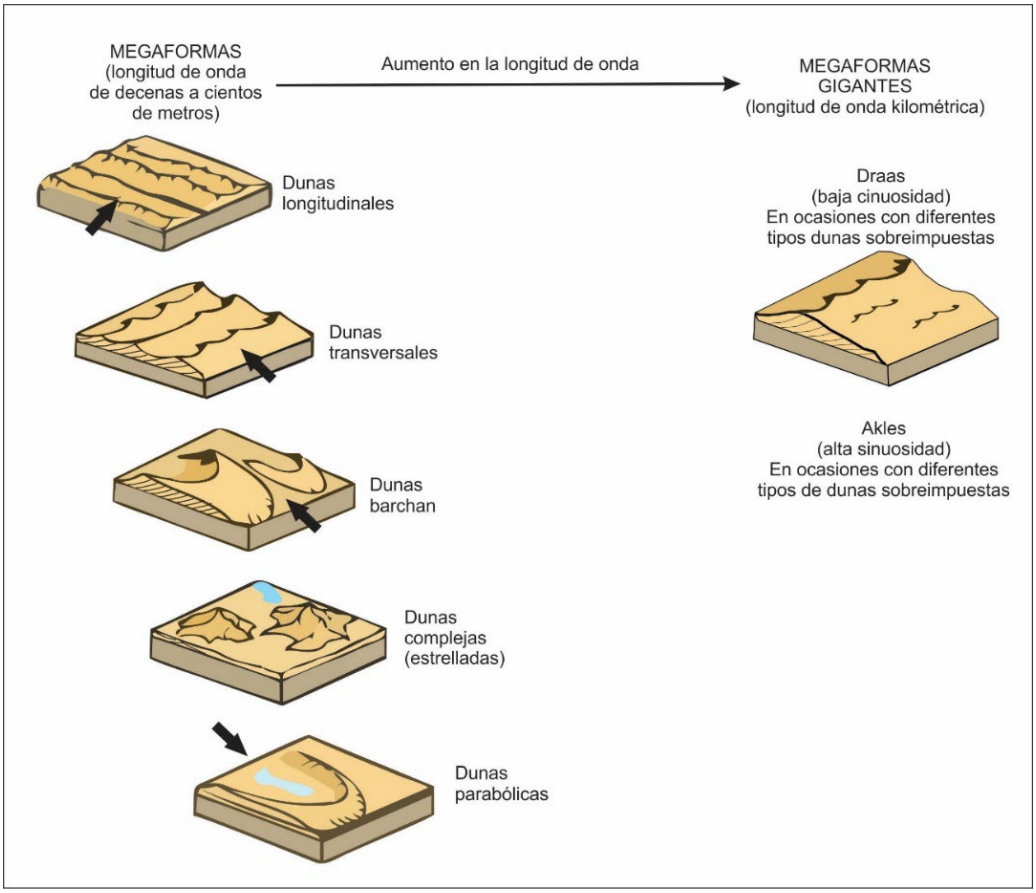


Figura 2.16. Algunos de los principales tipos de megaformas y megaformas gigantes del ambiente eólico.

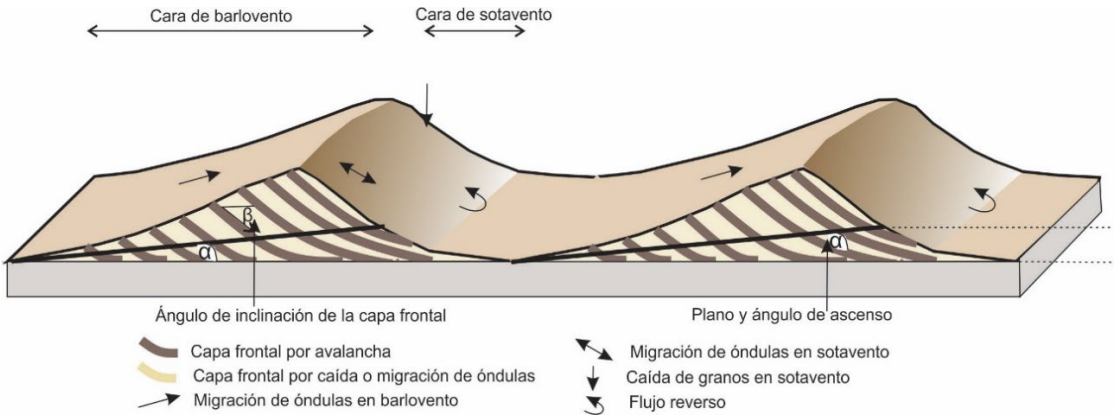


Figura 2.17. Representación esquemática de la dinámica de transporte y estructuras sedimentarias en la migración de un tren de dunas eólicas.

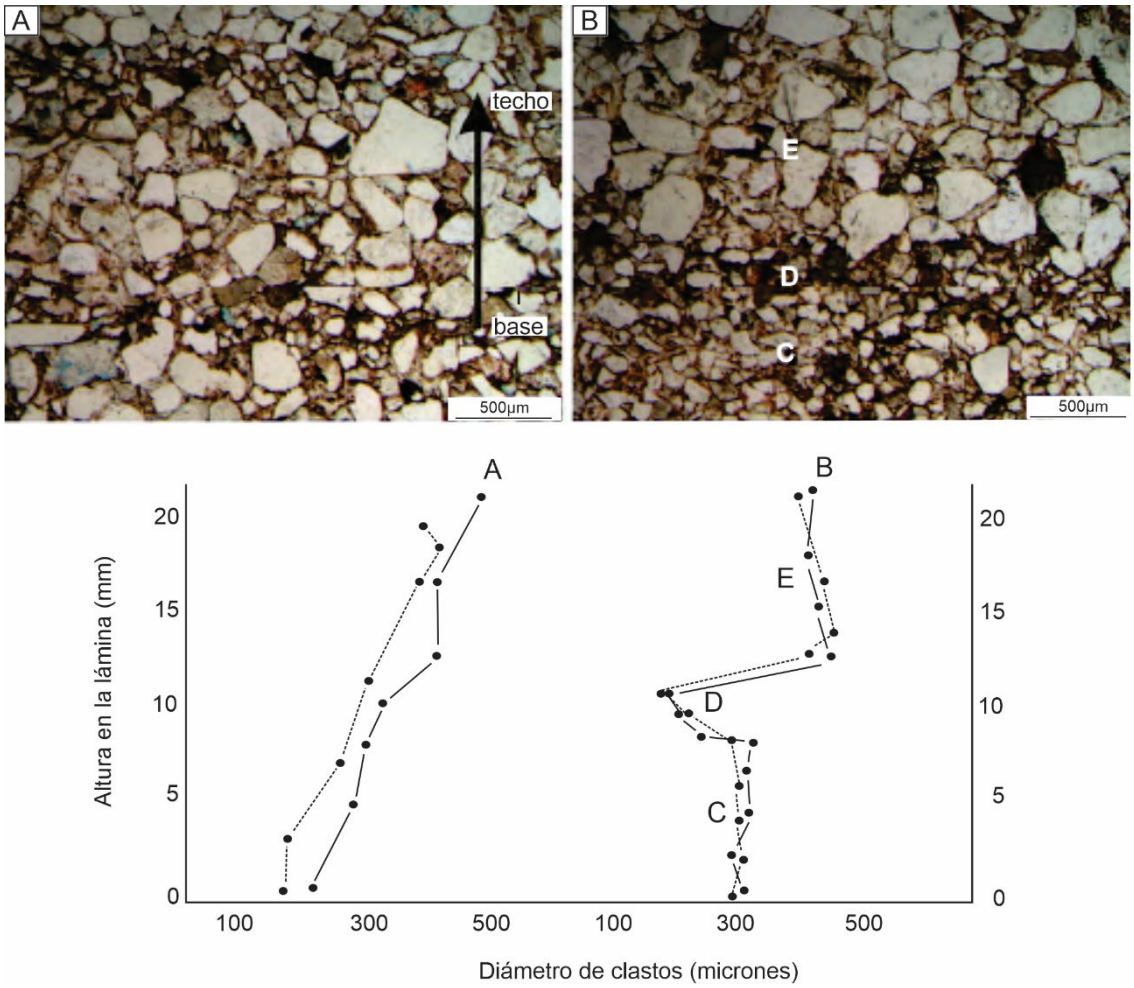


Figura 2.18. Microfacies correspondientes a dos ejemplos de capas frontales en depósitos de dunas eólicas. A, corte delgado obtenido de la base asintótica de una capa frontal generada a partir de la migración de óndulas al pie de la cara de sotavento. B, Contacto entre una lámina formada por caída de granos (C y D) y flujo de granos (E). Los gráficos de la parte inferior muestran la variación granulométrica a lo largo de la sección delgada para A y B, las otras dos curvas son ejemplos similares no mostrados en esta lámina (tomado de Limarino et al., 2015).

MECANISMOS DE TRANSPORTE EN AMBIENTE FLUVIAL

En los canales fluviales existe una velocidad crítica a partir de la cual un determinado sedimento es puesto en movimiento (también conocida como valor umbral de velocidad de entrampamiento), y otra, a partir de la cual el movimiento cesa y la partícula es depositada (Fig. 2.19).

Alcanzada la velocidad de inicio del movimiento, los clastos son transportados por: rolido, saltación o suspensión. Mientras que en el primero de los mecanismos la partícula está en contacto con el lecho durante el transporte, en la saltación los clastos impactan con el fondo y son posteriormente levantados por la corriente. Finalmente, la suspensión incluye los sedimentos transportados sin entrar en contacto con la base del canal. El

término carga de lecho (*bed load*) se utiliza para reunir a los sedimentos transportados por rolido y saltación.

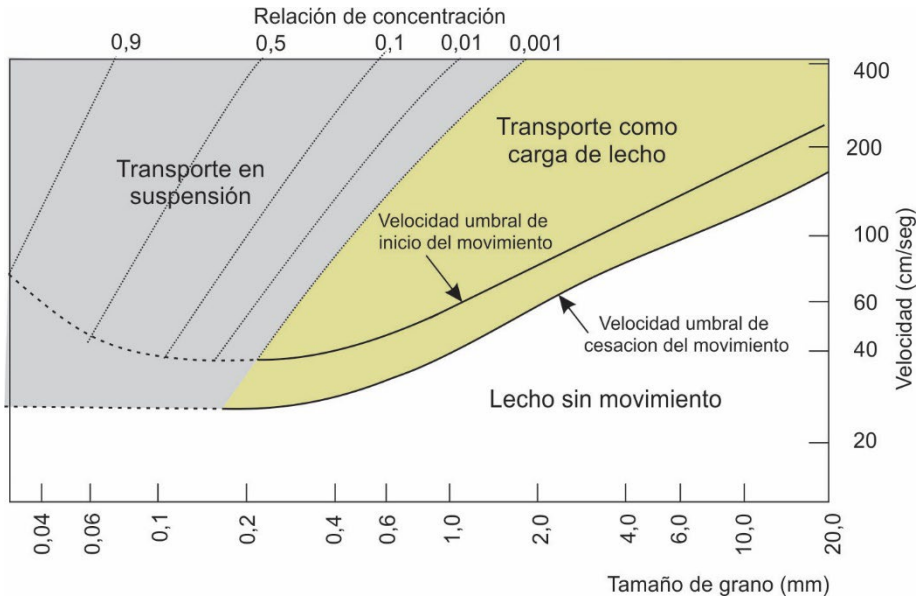


Figura 2.19. Diagrama de Sundborg (1967) ligeramente modificado donde se muestran las velocidades de inicio y cesación del transporte

Debido a la mayor densidad del agua con respecto al aire (aproximadamente 830 veces superior) el efecto del bombardeo no se traduce de igual forma que en el ambiente eólico, ni tampoco la segregación del material transportado en suspensión. Esto hace que las areniscas fluviales puedan contener valores de matriz sensiblemente mayores que las eólicas y que en general su grado de selección sea menor.

El porcentaje de sedimentos transportado por rolido, saltación y suspensión puede ser estimado por medio de secciones delgadas empleando los diagramas de truncamiento propuestos por Visher (1969). Estos diagramas, originalmente usados para arena suelta de distintos ambientes actuales, permiten diferenciar las distintas subpoblaciones de transporte. En la figura 2.20 se muestra un ejemplo de estudios texturales correspondientes a un depósito de canal (para la metodología empleada véase Capítulos 3 y 9).

La figura 2.20A corresponde a un tramo de corona analizado, en el que primeramente fue calculado el porcentaje de clastos y de matriz mediante un conteo de puntos (Fig. 2.20B) y la granulometría de la matriz medida a partir de una sección delgada (Fig. 2.20C). El diagrama de truncamiento obtenido permite determinar el porcentaje de clastos transportados por rolido, saltación y en suspensión (Fig. 2.20D).

Al movilizarse el sedimento a lo largo de canales fluviales comienzan a formarse distintas formas de lecho, que incluyen desde las óndulas hasta el lecho plano de alto régimen de flujo, pasando por las megaóndulas.

Varios autores han examinado las distintas configuraciones obtenidas en lechos arenosos en función de la velocidad de la corriente y el tamaño de grano. En la figura 2.21A se ilustran los resultados obtenidos por Guy et al. (1966) para micro y mesoformas

de lecho. Como allí puede verse, al comenzar el transporte de sedimento la primera forma de lecho son las óndulas, esto es valedero para arenas de tamaño inferior a 0,7 mm ya que las partículas con diámetro superior configuran el lecho plano de bajo régimen de flujo.

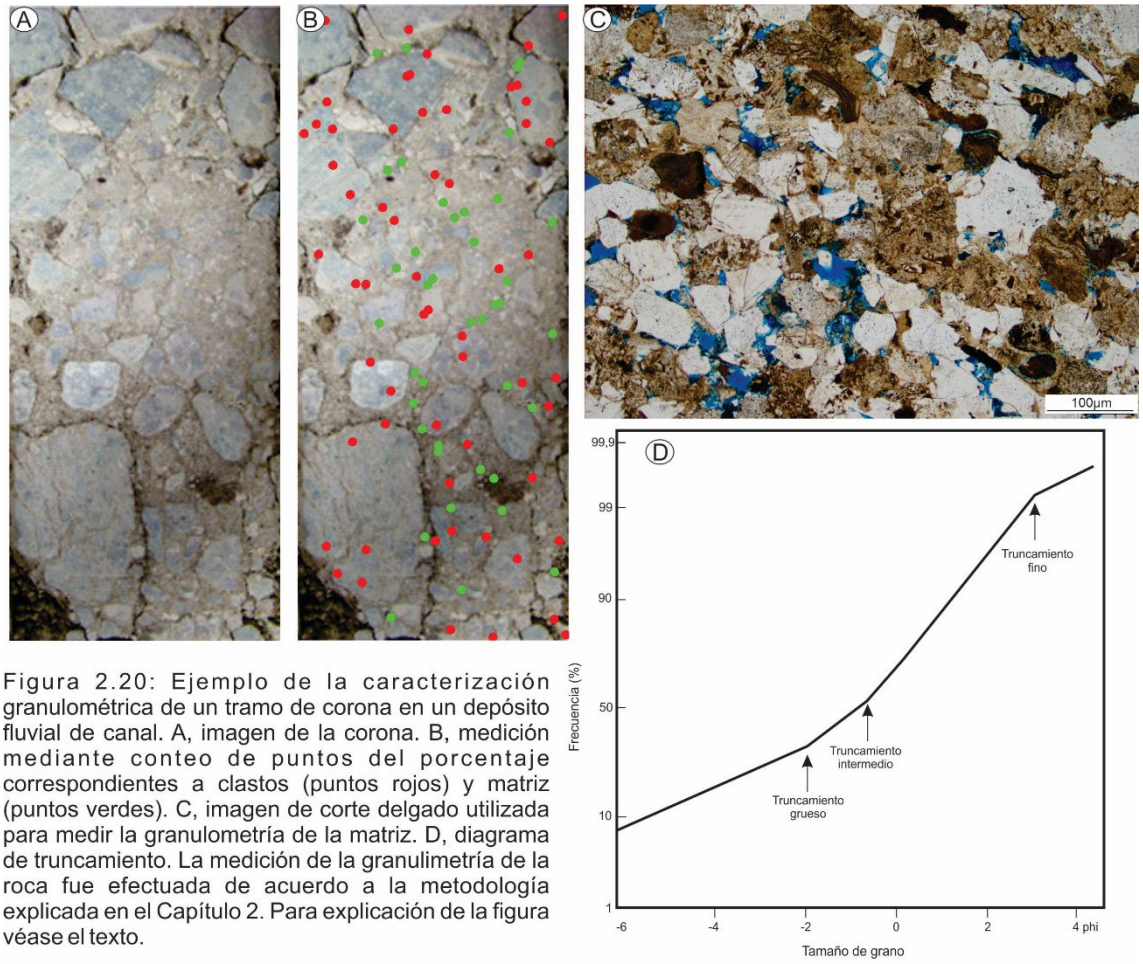


Figura 2.20: Ejemplo de la caracterización granulométrica de un tramo de corona en un depósito fluvial de canal. A, imagen de la corona. B, medición mediante conteo de puntos del porcentaje correspondientes a clastos (puntos rojos) y matriz (puntos verdes). C, imagen de corte delgado utilizada para medir la granulometría de la matriz. D, diagrama de truncamiento. La medición de la granulimetría de la roca fue efectuada de acuerdo a la metodología explicada en el Capítulo 2. Para explicación de la figura véase el texto.

Al aumentar la velocidad de las corrientes, las configuraciones pasan a megaóndulas, las que preferentemente son de crestas rectas (también llamadas megaóndulas bidimensionales) y aumentan su sinuosidad al incrementarse la velocidad del flujo, dando lugar a las megaóndulas tridimensionales o dunas (Fig. 2.21A). A altas velocidades las megaóndulas comienzan a perder relieve y evolucionan al lecho plano de alto régimen de flujo, para finalmente, si la energía de la corriente continúa aumentando, formar antidunas.

Las formas de lecho hasta aquí consideradas son de longitud de onda centimétrica en el caso de las óndulas y por lo general menor a un metro en las megaóndulas. Estas formas, aunque presentes en los canales no constituyen la principal forma de lecho, ya que las barras fluviales por su tamaño y abundancia son las que caracterizan a los canales fluviales (Fig. 2.21B).

Las barras se clasifican de acuerdo a su ubicación en los canales y a la orientación del eje mayor con respecto a la corriente (Fig. 2.21B). Dentro de las ubicadas en los márgenes se incluyen las barras en espolón (*point bars*) y las anexas (*attached bars*),

mientras que las que se encuentran dentro de los cursos incluyen a las barras longitudinales, transversales y oblicuas (Fig. 2.21B).

El estudio de secciones delgadas referenciadas a distintos tipos de estructuras dentro de barras permite ampliar considerablemente la interpretación de su dinámica e incluso, en el caso de reservorios, evaluar las variaciones en las propiedades petrofísicas. Un ejemplo es mostrado en la figura 2.22 para el caso de las barras en espolón, cuya migración se produce en dirección aproximadamente perpendicular al flujo principal del canal. Este tipo de barra tiene un ordenamiento granodecreciente característico (Fig. 2.22).

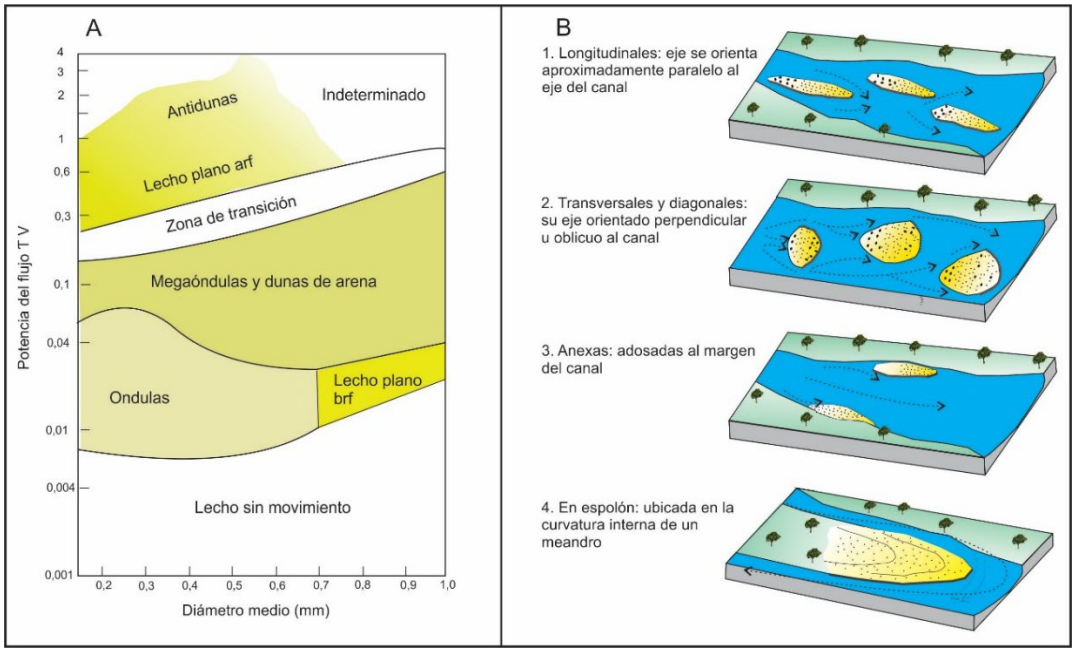


Figura 2.21. A. Configuraciones de formas de lecho correspondientes a micro y mesoformas en función del diámetro de la partícula y la potencia del flujo (ligeramente modificado de Allen (1968) y Reineck y Singh (2012), con datos de Guy et al. (1966); B. Clasificación de megaformas fluviales (barras). En la figura brf indica bajo régimen de flujo y arf alto régimen de flujo.

Las barras en espolón son arenosas o areno-gravillosas, con menos frecuencia totalmente gravosas y sus depósitos se disponen en bancos tabulares (Fig. 2.22). Aunque su arquitectura interna puede variar, por lo general se componen de sets entrecruzados limitados por superficies de migración lateral (LA *lateral accretion surfaces* en el sentido de Miall, 1988, 2013, Fig. 2.23). Estas superficies limitan lateralmente *sets* individuales de estratificación entrecruzada, o en otros casos, *cosets* apilados.

El análisis microscópico de la estructura de una barra en espolón podría centrarse, por ejemplo, en la comparación granulométrica entre las arenas que forman los sets entrecruzados y las discontinuidades representadas por las superficies LA. Esta situación es mostrada en la figura 2.22, como allí se muestra las capas frontales tienen una granulometría arena media a gruesa, mientras que las superficies LA son cubiertas por fangolitas arenosas (Fig. 2.23). Es frecuente que en yacimientos de hidrocarburos fluviales los depósitos de barra en espolón formen reservorios internamente heterogéneos,

donde las capas frontales, más porosas y permeables (CF en Fig. 2.23), alternan con niveles inclinados de mucha menor permeabilidad, correspondientes a las superficies de migración lateral (LA en Fig. 2.23).

Algunos ejemplos del empleo de microfacies aparecen en Enlaces de imágenes 3.2.

Enlaces a imágenes 3.2: Ejemplos de imágenes de microfacies
Leila et al. (2021): https://doi.org/10.1007/s13202-020-01011-2 Imágenes petrográfica de microfacies en areniscas usados para la evaluación de reservorios (figuras 9, y 17 págs. 143 y 152)
Han, Y., & Liu, Y. (2024): **https://doi.org/10.3390/min14080799** Imágenes de un método automático para el reconocimiento y clasificación de areniscas (varias figuras a lo largo del texto)

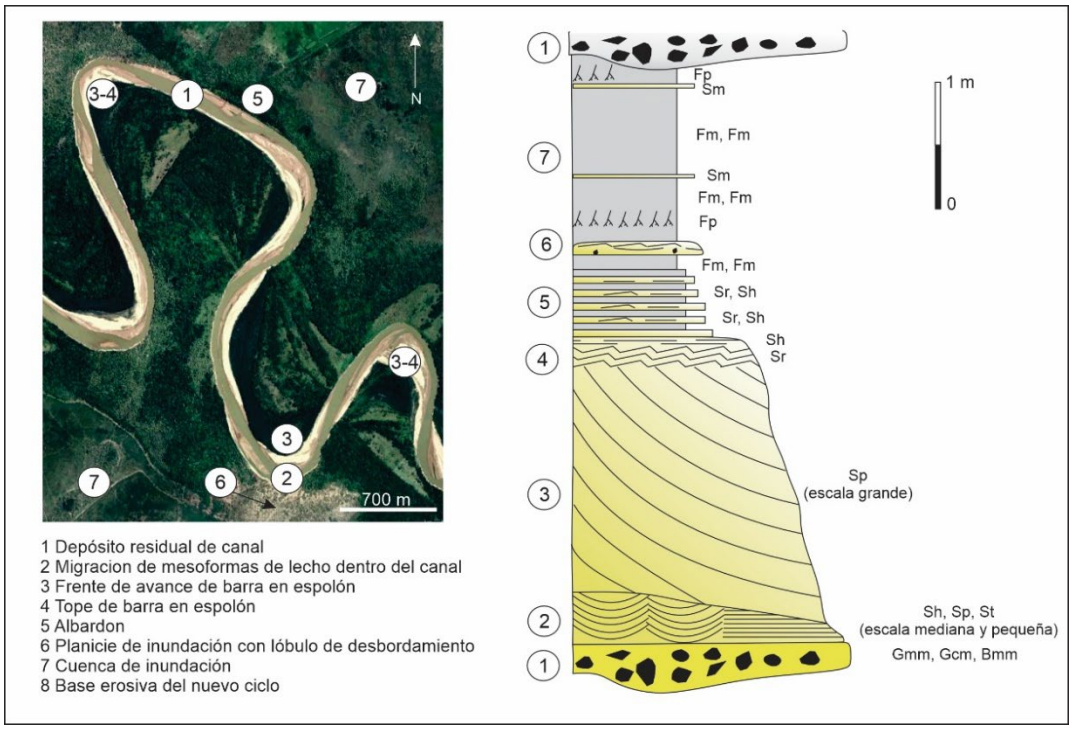
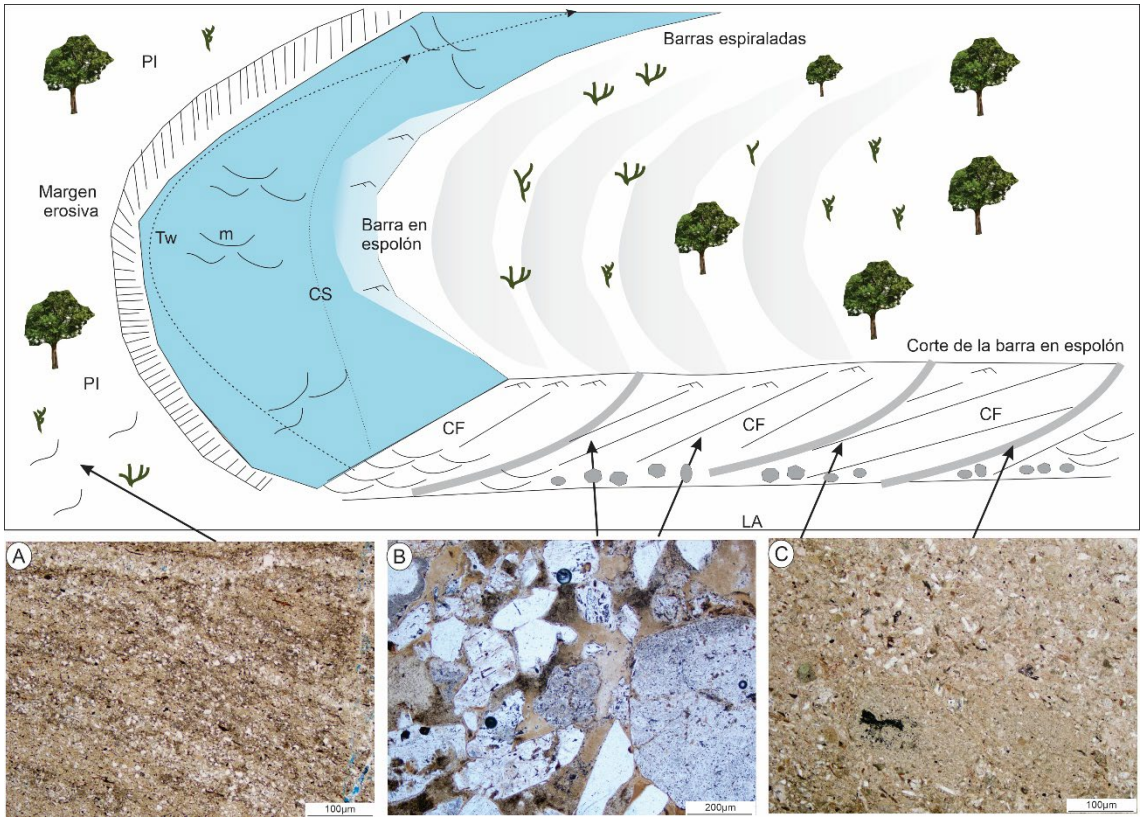


Figura 2.22. Arreglo granodecreciente característico de los depósitos de barra en espolón. Los números indican la posición idealizada de cada término de la barra en la imagen satélite correspondiente a un río meandriforme.

Figura 2.23 (Página siguiente). Esquema mostrando la conformación de una barra en espolón, los cortes delgados corresponden a capas frontales de la barra (CF), superficies de migración lateral (LA) y planicie de inundación (PI). Obsérvese que la granulometría de la arenisca correspondiente a las capas frontales entrecruzadas (B) es arena media a gruesa, mientras que la que conforma la superficie de migración lateral es una fangolita arenosa (C). La muestra de arenisca correspondiente a la planicie de inundación (A) es de grano fino y muestra microlaminación ondulítica.



MECANISMOS DE TRANSPORTE EN AMBIENTES SUBÁCUOS: UNA SÍNTESIS

Son muchos y complejos los mecanismos de transporte y depositación que ocurren en medios marinos, transicionales (deltas, fiordos, estuarios) o lacustres, temática que excede largamente los propósitos de este libro. Sólo intentaremos aquí ilustrar dos ejemplos que muestra como la petrología sedimentaria puede ayudar a mejorar las observaciones megascópicas, permitiendo mayor resolución en la comprensión de los procesos sedimentarios. Para ello hemos elegido dos situaciones, por un lado, el pasaje de facies de anteplaya y cara de playa (*shoreface y foreshore*) a transicional costa afuera (transición *nearshore-offshore,* Fig. 2.24). Por el otro, el análisis de un depósito de barra de desembocadura (*mouth bar*) vinculado a progradación deltaica (Fig. 2.25).
Algunos ejemplos de uso de microfacies clásticas en zonas costeras son mostrados en Enlaces de imágenes 3.3.

Enlaces a imágenes 3.3: Ejemplos de imágenes de microfacies
Dong et al. (2022): https://doi.org/10.3390/w14101614 Imágenes petrográfica de microfacies correspondientes a depósitos de barras costeras , Figs. 3 y 4

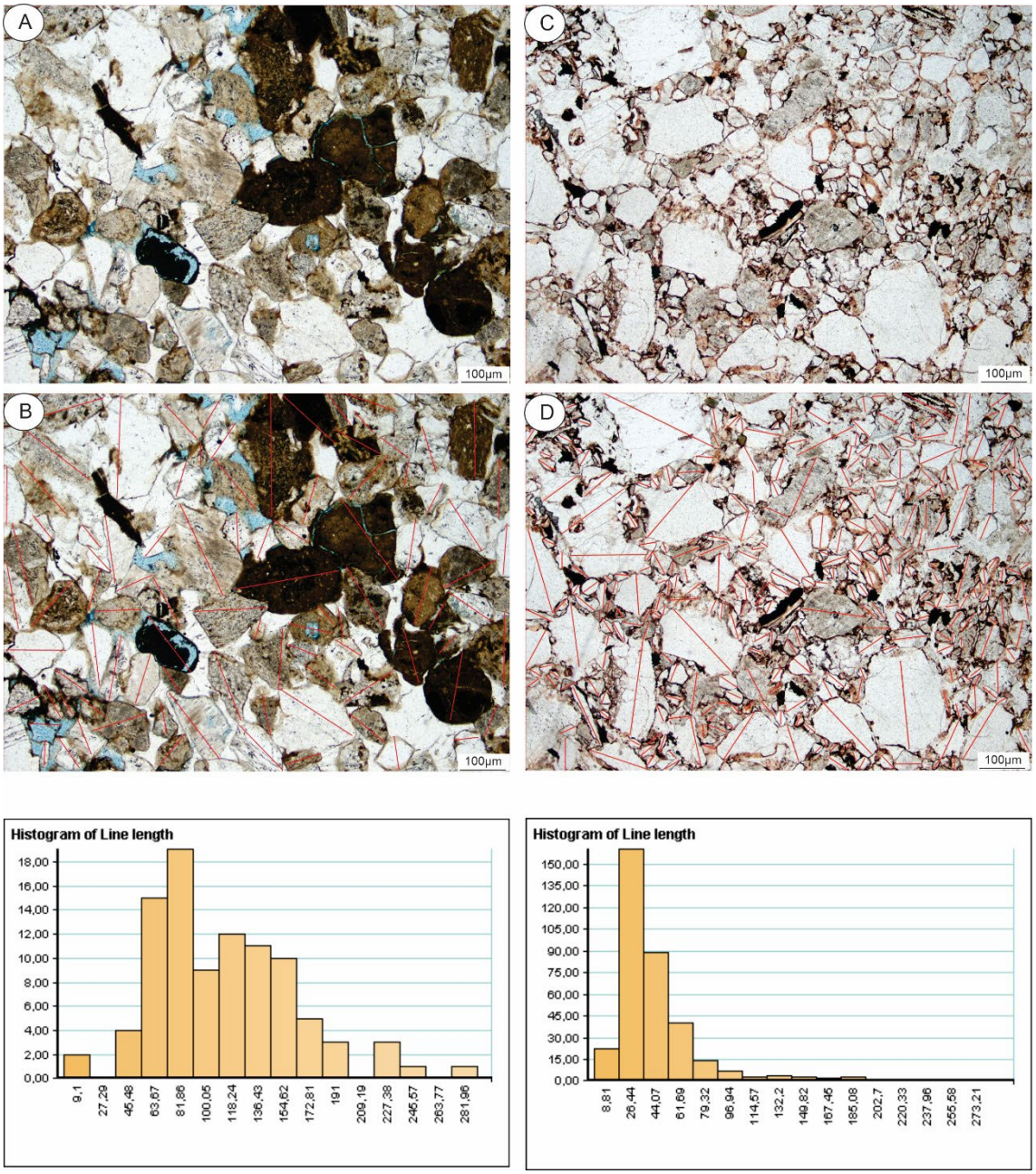


Figura 2.24. Ejemplo de las características petrográficas de areniscas depositadas en ambientes de cara y frente de playa (A) y en la transición a costa afuera (C). Los segmentos marcados en rojo en las imágenes B y D corresponden, en cada caso, a las mediciones de tamaño de grano cuyos resultados son mostrados en los respectivos histogramas.

Por lo común el pasaje del ambiente de playa a costa afuera ha sido asumido como transicional, sin embargo, diferentes situaciones pueden tener lugar, por ejemplo, transición con intervención de eventos de tormentas o flujos geostróficos, con dominio de mareas o controlado principalmente por corrientes relacionadas al oleaje (corrientes de retorno). Cada una de estas situaciones se verá reflejada en las características texturales, de fábrica e incluso, en algunos casos, composicionales de las areniscas y fangolitas que forman el intervalo.

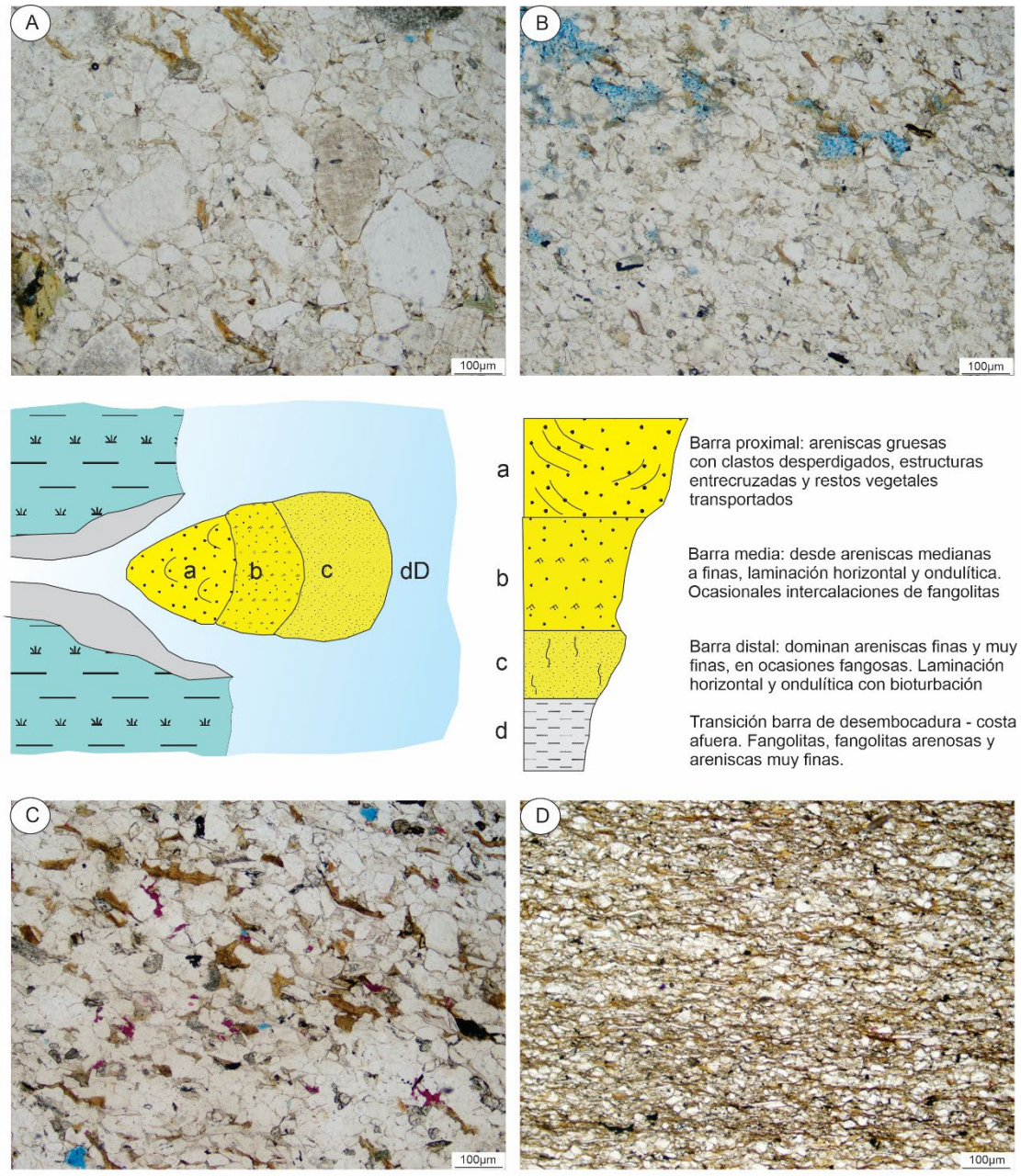


Figura 2.25. Ejemplo de caracterización petrográfica de un depósito de barra de desembocadura a partir del estudio de secciones delgadas. A, B, C y D indican la parte proximal, media, distal y transicional de la barra respectivamente.

En el ejemplo aquí analizado, las areniscas interpretadas como depósitos de playa versus transición costa afuera (Fig. 2.24), muestran claras diferencias a nivel microscópico. En primer lugar, las areniscas de playa resultan más gruesas (arena fina), muestran asimetría positiva, una fábrica ligeramente más abierta, mayor porosidad y proporción de fragmentos líticos. Por el contrario, las de transición a costa afuera son más finas (limolitas arenosas), presentan asimetría negativa, una fábrica más cerrada, su porosidad es muy baja y la proporción de fragmentos líticos es fuertemente menor. Las diferencias enumeradas no deben ser tomadas como de aplicación general, sino

simplemente aplicadas al caso analizado. El propósito aquí perseguido es mostrar que un análisis integral de la información megascópica y microscópica posibilita una descripción e interpretación mucho más completa de los ambientes analizados.

En lo que respecta al ejemplo de barras de desembocadura (Fig. 2.25), este tipo de depósito forma normalmente secuencias apiladas (decenas de metros de espesor, raramente centenas) de ciclos métricos granocrecientes. Por lo general, en cada uno de estos ciclos pueden ser distinguidos cuatro intervalos principales: 1. Barra proximal, la que en el ejemplo mostrado comprende areniscas gruesas con clastos de gravilla y grava desperdigados, 2. Barra media, compuesta por areniscas medianas hasta finas con laminación horizontal y ondulítica, 3. Barra distal, integrada por areniscas muy finas y finas en ocasiones fangosas, y 4. La transición a mar abierto, dominada por fangolitas.

Cada uno de los términos arriba descriptos muestran características petrográficas propias, las que no sólo aportan a una mejor caracterización de los mecanismos de transporte y depositación, sino también a entender las variables petrofísicas en el caso de reservorios. Por otro lado, cuando sólo se cuenta con información de subsuelo (por ejemplo, núcleos de perforación) los estudios petrográficos pueden ser utilizados para aproximarnos a la identificación de los distintos subambientes depositacionales de la barra.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. John Wiley & Sons.

Allison, R. J, & Bristow, G. E. (1999) The effects of fire on rock weathering: some further considerations of laboratory experimental simulation. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 24(8): 707-713.

Anderson, D. H., & Hawkes, H. E. (1958). Relative solubility of the common elements in weathering of some schist and granite areas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 14(3): 204-210.

Anand, R., Lintern, M., Noble, R., Aspandiar, M., Macfarlane, C., Hough, R., Stewart, A., Wakelin, S., Townley, B., & Reid, N. (2014). Geochemical dispersion through transported cover in regolith-dominated terrains—toward an understanding of process.

Aquino, K. A., Arcilla, C. A., Schardt, C., & Tupaz, C. A. J. (2022). Mineralogical and geochemical characterization of the Sta. Cruz nickel laterite deposit, Zambales, Philippines. Minerals, 12(3), 305.

Arias, D., Pando, L., López-Fernández, C., Díaz-Díaz, L. M., & Rubio-Ordóñez, Á. (2016). Deep weathering of granitic rocks: a case of tunnelling in NW Spain. Catena, 137: 572-580.

Bland, W. J., & Rolls, D. (2016). Weathering: an introduction to the scientific principles. Routledge.

BS 5930 (1999) Code of practice for site investigations, Section 6. British Standards Institution, London.

Butt, C. R. M. (1985). Granite weathering and silcrete formation on the Yilgarn Block, Western Australia. Australian Journal of Earth Science, 32: 415–432.

Calaforra, J. M., & Pulido-Bosch, A. (1999). Genesis and evolution of gypsum tumuli. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 24(10): 919-930.

Carroll, D. (2012). Rock weathering. Springer Science & Business Media.

Carson, M. A., Kirkby, M. J. (1972). Hillslope Form and Process. Cambridge University Press, Cambridge.

Chen, J., Blume, H. P., & Beyer, L. (2000). Weathering of rocks induced by lichen colonization—a review. Catena, 39(2): 121-146.

Deng, K., Yang, S., & Guo, Y. (2022). A global temperature control of silicate weathering intensity. Nature communications, 13(1): 1781.

Domènech, C., Galí, S., Soler, J. M., Ancco, M. P., Meléndez, W., Rondón, J., ... & Proenza, J. A. (2020). The Loma de Hierro Ni-laterite deposit (Venezuela): Mineralogical and chemical composition. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 72(3).

Dong, Y., Satti, I., & Chen, X. (2022). Microfacies and Reservoir Connectivity of Shore Sandbar, Southern Indus Basin, Pakistan. Water, 14(10), 1614.

dos Santos, J. C. B., de Oliveira, C. S., Le Pera, E., Sartor, L. R., Corrêa, M. M., da Silva, A. H. N., ... & de Azevedo, A. C. (2022). Saprolithology Applied to Pedology: Mineral alteration in soil-saprolite profiles along a climate gradient in Triunfo Massif (NE Brazil). Catena, 213, 106214.

Eggleton, R. A. (2001). The regolith glossary. CRC LEME, 144.

Egli, M., Mirabella, A., & Sartori, G. (2008). The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. Geomorphology, 102(3-4): 307-324.

Farrell, N. J. C., Healy, D., & Taylor, C. W. (2014). Anisotropy of permeability in faulted porous sandstones. Journal of Structural Geology, 63: 50-67.

Goudie, A. S., & Viles, H. A. (2012). Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives. Earth-Science Reviews, 113(1-2): 59-71.

Hack, H. R. G. K. (2020). Weathering, erosion and susceptibility to weathering. 1 In: Kanji, M., He, M., & Ribeira E Sousa, L. (Eds), Soft Rock Mechanics and Engineering, 1 ed, Ch. 11. Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland. ISBN: 9783030294779. DOI: 10.1007/978303029477-9_11. pp. 291-333.

Hack, H. R. G. (2020). Susceptibility to weathering; overview. Ingeokring Newsletter, 25: 4-16.

Han, Y., & Liu, Y. (2024). Intelligent Classification and Segmentation of Sandstone Thin Section Image Using a Semi-Supervised Framework and GL-SLIC. Minerals, 14(8), 799.

Hasler, C. A., Frébourg, G., & Davaud, E. (2012). Anatomy, internal heterogeneities, and early fracture network of a Pleistocene carbonate coastal dune (Rejiche Formation, southeastern Tunisia). Facies, 58: 509-522.

Hayes, N. R., Buss, H. L., Moore, O. W., Krám, P., & Pancost, R. D. (2020). Controls on granitic weathering fronts in contrasting climates. Chemical Geology, 535: 119450.

Holbrook, W. S., Marcon, V., Bacon, A. R., Brantley, S. L., Carr, B. J., Flinchum, B. A., Richter, D. S., & Riebe, C. S. (2019). Links between physical and chemical weathering inferred from a 65m deep borehole through Earth's critical zone. Sci. Rep. 9 (article no. 4495).

Huggett, R. (2023). Regolith or soil? An ongoing debate. Geoderma, 432: 116387.

Ivory, S. J., McGlue, M. M., Ellis, G. S., Lézine, A. M., Cohen, A. S., & Vincens, A. (2014). Vegetation controls on weathering intensity during the last deglacial transition in southeast Africa. PloS one, 9(11): e112855.

Jarzyna, A., Bąbel, M., Ługowski, D., & Vladi, F. (2021). Petrographic record and conditions of expansive hydration of anhydrite in the recent weathering zone at the abandoned Dingwall gypsum quarry, Nova Scotia, Canada. Minerals, 12-58: 1-38.

Juilleret, J., Dondeyne, S., Vancampenhout, K., Deckers, J., & Hissler, C. (2016). Mind the gap: a classification system for integrating the subsolum into soil surveys. Geoderma, 264: 332-339.

Knight, J., & Grab, S. W. (2014) Lightning as a geomorphic agent on mountain summits: Evidence from southern Africa. Geomorphology, 204: 61-70.

Kok, J. F., Parteli, E. J., Michaels, T. I., & Karam, D. B. (2012). The physics of wind-blown sand and dust. Reports on progress in Physics, 75(10): 106901.

Kramer, J. R. (1968). Mineral-water equilibria in silicate weathering. Int. Geol Congr., Rep. 23rd Session, Section 6: 149-160.

Labus, M., & Bochen, J. (2012). Sandstone degradation: an experimental study of accelerated weathering. Environmental Earth Sciences, 67: 2027-2042.

Leila, M., Eslam, A., El-Magd, A. A., Alwaan, L., & Elgendy, A. (2021). Formation evaluation and reservoir characteristics of the Messinian Abu Madi sandstones in Faraskour gas field, onshore Nile delta, Egypt. Journal of Petroleum Exploration and Production, 11, 133-155.

Limarino, C. O., Spalletti, L. A., & Colombo Piñol, F. (2015). Microfábricas de areniscas eólicas de la Formación de la Cuesta (Pérmico), Sierra de Narváez, provincia de Catamarca, República Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 22(2): 83-108.

Loope, D. B., Elder, J. F., & Sweeney, M. R. (2012). Downslope coarsening in aeolian grainflows of the Navajo Sandstone. Sedimentary Geology, 265: 156-162.

Lucas, Y. (2001). The role of plants in controlling rates and products of weathering: importance of biological pumping. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29(1): 135-163.

Mabbutt, J.A. (1961). “Basal surface” or “weathering front”. Proc. Geol. Assoc. London 72: 357–358.

Maithel, S. A., Brand, L. R., & Whitmore, J. H. (2021). Characterization of hard-to-differentiate dune stratification types in the Permian Coconino Sandstone (Arizona, USA). Sedimentology, 68(1): 238-265.

McQueen, K. G., & Scott, K. M. (2008). Rock weathering and structure of the regolith. Regolith science, 1: 105-126.

Merrill, G. P. (1897). A treatise on rocks, rock-weathering and soils. Macmillan.

Meybeck, M. (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. American Journal of Science, 287: 401–428.

Miall, A. D. (1988). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. Sedimentary Geology, 55(3-4): 233-262.

Miall, A. D. (2013). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer.

Miller, J. P. (1961). Solutes in small streams draining single rock types, Sangre de Cristo Range, New Mexico, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper, No. 1535-F, 23 páginas.

Nesbitt, H. W., & Young G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. Journal of Geology 97: 129–14.

Nicholls, G. D. (1963). Environmental studies in sedimentary geochemistry. Science Progress, 51 (201): 12-31.

Nickling W. G. & Neuman, C. M. (2009). Aeolian sediment transport Geomorphology of Desert Environments. En Parsons, A, and Abrahams, A. D. (New York: Springer) pp 517–555.

Nickling, W. G., Neuman, C. M., & Lancaster, N. (2002). Grainfall processes in the lee of transverse dunes, Silver Peak, Nevada. Sedimentology, 49(1): 191-209.

Phillips, J. D., Pawlik, Ł., & Šamonil, P. (2019). Weathering fronts. Earth-Science Reviews, 198: 102925.

Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. Geological Magazine, 107(6): 501-504.

Perri, F. (2020). Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: An overview. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 556: 109873.

Pope, G. A. (2015). Regolith and weathering (rock decay) in the critical zone. En Developments in Earth Surface Processes, vol. 19, pp. 113-145. Elsevier.

Reineck, H. E., & Singh, I. B. (2012). Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics. Springer Science & Business Media.

Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Granger, D. E., & Finkel, R. C. (2001). Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. Geology, 29(6): 511-514.

Royne, A., Jamtveit, B., Mathiesen, J., & Malthe-Sorenssen, A. (2008). Controls on rock weathering rates by reaction-induced hierarchical fracturing. Earth Planetary Sciences Letters, 275: 364–369.

Rowl Twidale, C., & Vidal Romani, J. R. (2004). Identification of exposed weathering fronts. Geodinamica Acta 17: 107–123.

Ruxton, B. P. (1968). Measures of the degree of chemical weathering of rocks. The Journal of Geology, 76(5): 518-527.

Ruxton, B. P., & Berry, L. (1959). The basal rock surface on weathered granitic rocks. Proceedings of the Geologists' Association, 70: 285–290.

Bernárdez, S. S., Medina, P. Z., Limarino, C., Bonomo, N., & Osella, A. (2022). Fluvial-aeolian interaction deposits in the Andean Foreland basin (Northwest Argentina): Architecture and facies model. Aeolian Research, 54: 100754.

Schenk, C. J. (1983). Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. En M. E. Brookfield & T. S. Ahlbrandt (Eds.), Aeolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology, 38: 28-41.

Scott, K. M., & Pain, C. (2008). Regolith science. Springer, The Netherlands, 142 págs.

Sundborg, A. (1967) Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I General views and graphic methods. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 49 (2-4): 333-343.

Taylor, G. (2011). The evolution of regolith. In: Gregory, K.J., Goudie, A.S. (Eds.), Handbook of Geomorphology. Sage, London, pp. 281–290.

Taylor, G., & Eggleton, R. A. (2001). Regolith geology and geomorphology. John Wiley & Sons.

Turkington, A. V., & Paradise, T. R. (2005) Sandstone weathering: a century of research and innovation. Geomorphology, 67: 229–253.

Vázquez, M., Ramírez, S., Morata, D., Reich, M., Braun, J. J., & Carretier, S. (2016). Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile. Chemical Geology, 446: 87-98.

van den Berg E. H., & De Vries, J. J. (2003). Influence of grain fabric and lamination on the anisotropy of hydraulic conductivity in unconsolidated dune sands. Journal of Hydrology, 283: 244-266.

Wells, T., Binning P., Willgoose G., & Hancock, G. (2006) Laboratory simulation of the salt weathering of schist: 1. Weathering of schist blocks in a seasonally wet tropical environment. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 31(3): 339-354.

West, A. J., Galy, A., & Bickle, M. (2005). Tectonic and climatic controls on silicate weathering. Earth and Planetary Science Letters, 235(1-2): 211-228.

White, A. F., & Blum, A. E. (1995). Effects of climate on chemical_ weathering in watersheds. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(9): 1729-1747.

CAPÍTULO 3: TAMAÑO DE GRANO DE SEDIMENTOS

- *Introducción*
- *Las escalas granulométricas*
- *La escala Udden-Wentworth*
- *Otras escalas granulométricas*
- *Recientes propuestas de escalas granulométricas*
- *Estudios granulométricos*
- *Análisis estadísticos*
- *Significado geológico de los parámetros estadísticos*
- *Significado geológico de los parámetros estadísticos*
- *Significado geológico de los estudios granulométricos*

INTRODUCCIÓN

El estudio de clastos y sus agregados sedimentarios puede ser enfocado desde diferentes líneas de análisis, que incluyen el tamaño de grano, la forma de las partículas, sus texturas superficiales y la madurez de los sedimentos, entre otros. Cada uno de estos aspectos abarca un amplio campo de la sedimentología, e incluso fueron el *leitmotiv* de esta ciencia desde sus inicios y hasta casi mediados del siglo XX. Un ejemplo de lo dicho queda plasmado en el libro "Manual of Sedimentary Petrography" publicado en 1938 por Krumbein y Pettijohn. Esta eminente obra se dedica casi enteramente en sus 21 capítulos al análisis textural de sedimentos, al estudio de forma de los clastos y a aspectos mineralógicos diversos, incluyendo la identificación a grano suelto de minerales en agregados no consolidados.

El estudio de las partículas clásticas, y sus agregados sueltos (para una discusión sobre el uso de los términos partículas y agregados véase Cadle, 1965 y Blott y Pye, 2012), es por lo tanto un campo maduro y ampliamente desarrollado, que ha ocupado a la sedimentología por casi tres centurias.

Aunque a primera vista el estudio de sedimentos podría considerarse una línea independiente, y hasta separada, de la caracterización de las rocas sedimentarias, esta visión es claramente errónea. A modo de ejemplo, debe tenerse en cuenta que la identificación de los diferentes tipos de rocas clásticas se basa inicialmente en su tamaño de grano, el que permite la separación de conglomerados, areniscas y fangolitas. Por otro lado, la mayoría de las clasificaciones de areniscas se basan conceptualmente en el área de procedencia y en la madurez de los clastos, dos conceptos provenientes del análisis de

sedimentos. Es más, podría afirmarse sin temor a equivocarnos, que los fundamentos de la petrología sedimentaria descansan en los diferentes aspectos del estudio de los sedimentos y, por lo tanto, las rocas sedimentarias pueden ser sólo entendidas a la luz de la consideración del agregado clástico inconsolidado original.

LAS ESCALAS GRANULOMÉTRICAS

El concepto de tamaño de una partícula ha sido ampliamente discutido en diferentes ciencias desde larga data, en el caso específico de la sedimentología deberíamos preguntarnos ¿A qué nos referimos cuando hacemos alusión al tamaño de grano de un clasto?,¿Nos referimos al diámetro mayor, al promedio, al diámetro nominal (diámetro de la esfera de igual volumen)? (véase Pettijohn, 1957, 1970). Es importante tener en cuenta que en sedimentología se han creado escalas granulométricas que dividen a las partículas por su "diámetro", proponiendo nombres para los distintos tamaños. En este sentido, la palabra "diámetro" en sedimentología es relativa a la metodología y posibilidad operativa de determinar el tamaño de la partícula (Wadell, 1934, 1935; Krumbein y Pettijohn, 1938; Allen, 1981; Scasso y Limarino, 1997). En otras palabras, el concepto de diámetro de un clasto es relativo al método de medición empleado (Scasso y Limarino, 1997).

Más allá de lo dicho, resulta evidente que el tamaño de grano es un elemento fundamental para la caracterización de un sedimento o agregado, pues esta propiedad cambia con el tipo de roca que provee el sedimento (grado de liberación del clasto), decrece con la distancia de transporte, e incluso las características texturales de los agregados (media, selección, asimetría, etc.), reflejan fuertemente los mecanismos de transporte y depositación.

La necesidad de desarrollar escalas granulométricas para el análisis de sedimentos se vuelve entonces evidente. Probablemente una de las primeras escalas fue la propuesta por Wanschaffe en 1814 (en Atterberg, 1905, 1909), a las que siguieron las de Orth (1875) y Osborne (1887). Durante el siglo XIX y primera parte del siglo XX varias otras escalas fueron propuestas, entre ellas las de Udden (1898, 1914), Atterberg (1905), Wentworth (1922), Gilboy (1931) y Lane (1947) entre otras, para revisiones véase Roderick, 1962; Blott y Pye, 2012).

Mientras que en la mayoría de los trabajos sedimentológicos se utiliza la escala de Udden (1914) modificada por Wentworth (1922, en lo que sigue escala Udden-Wentworth, Fig. 3.1), los estudios de suelos se rigen principalmente por el esquema británico para la clasificación de suelos (BS 1377, 1990) o por la clasificación del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, 1993). La escala ISO14688 (2002) también es utilizada para estudios de suelos, pero frecuentemente desde el punto de vista geotécnico.

	Partícula	Milímetros	Phi
GRAVA	Bloques	1024	-10
		256	-8
		128	-7
		64	-6
	Guijón	32	-5
	Guijarro	16	-4
	Guija	8	-3
		4	-2
	Sábulo o Gránulo	2,830	-1.5
		2.000	-1.0
ARENA	Muy Gruesa	2.000	-1.0
		1.680	-0.75
		1.410	-0.50
		1.190	-0.25
		1.000	0.00
	Gruesa	0.840	0.25
		0.710	0.50
		0.590	0.75
		0.500	1.00
	Mediana	0.420	1.25
		0.350	1.50
		0.300	1.75
		0.250	2.00
	Fina	0.210	2.25
		0.177	2.50
		0.149	2.75
		0.125	3.00
	Muy Fina	0.105	3.25
		0.088	3.50
		0.074	3.75
		0.062	4.00
LIMO	Grueso	0.062	4.00
		0.044	4.50
		0.031	5.00
	Mediano	0.015	6.00
		0.0078	7.00
	Fino	0.0039	8.00
		0.0020	9.00
ARCILLA	Gruesa	0.0020	9.00
		0.00098	10.00
		0.00048	11.00
	Fina	0.00024	12.00
		0.00012	13.00

Figura 3.1. Escala Udden-Wentworth con modificaciones en el límite limo-arcilla sugeridas por Blott y Pye (2012).

El análisis detallado de las escalas aplicadas a suelos arriba citadas escapa al objetivo de esta publicación, sólo una síntesis es presentada en la figura 3.2 y en lo sucesivo nos concentraremos en la escala de Udden-Wentworth (1922), algunas propuestas recientes de modificación de la misma, su relación con la escala de Atterberg (1905), el número phi (Krumbein, 1936), el número "zeta" (Krumbein, 1936, 1938) y la escala ISO 14688 (2002).

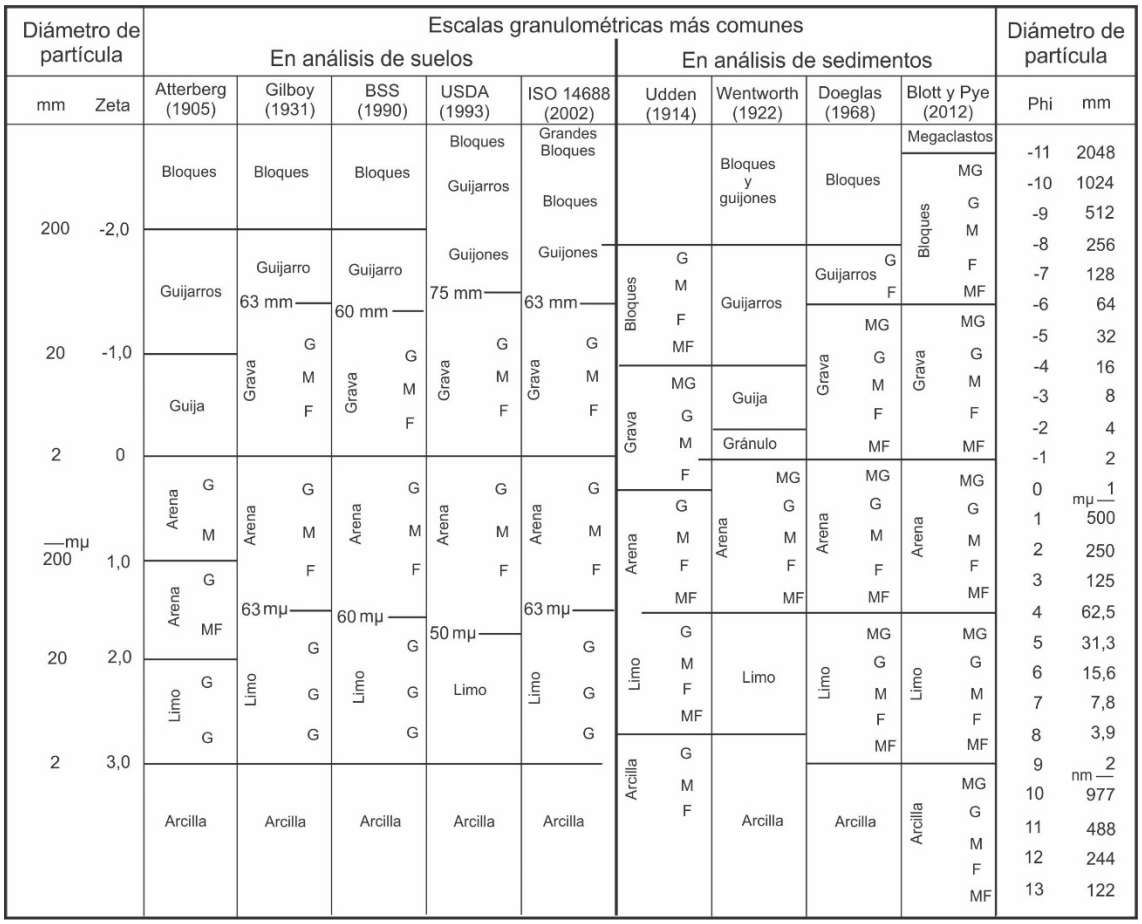


Figura 3.2. Equivalencia de la escala Udden-Wentworth con distintas escalas aplicadas en los análisis de suelos y de sedimentos. Para explicación véase el texto.

LA ESCALA UDDEN-WENTWORTH

La escala granulométrica presentada por Udden (1914), amplió la propuesta original de Udden 1898 (referida a sedimentos eólicos) al total de los sedimentos. Esta escala, tomando como punto de referencia 1 milímetro, se resuelve en una progresión geométrica de razón 2 para valores mayores a 1 mm y ½ para menores (Fig. 3.1). El propósito de utilizar una escala de orden 2 era aumentar la resolución de la escala a medida que disminuía el tamaño de grano (*"to give the largest bodies in each grade twice the diameter of the largest bodies in the next finer grade"* Udden 1914: 657). En la práctica, al disminuir el tamaño de grano se duplican el número de divisiones de la escala, favoreciendo mayor discriminación textural a medida que el diámetro disminuye, condición indispensable para los estudios sedimentológicos.

El término grado fue entonces aplicado a los tamaños incluidos entre dos puntos fijos de la escala (por ejemplo, entre 8 y 16 mm), para los que Udden propuso nombres de acuerdo a su granulometría. Si bien la escala de Udden (1914) tuvo aceptación, sobre todo en América del Norte, su utilización general aún no había sido consolidada en las primeras dos décadas del siglo XX. Desde 1917, Wentworth comenzó varias acciones

tendientes a elaborar una escala sin nombres ambiguos, con el propósito de uniformizar la nomenclatura. Años más tarde, Wentworth (1922) propuso una adecuación de términos granulométricos en estrecha concordancia con las clases definidas previamente por Udden (1914), por lo que la escala de mayor aceptación en la sedimentología es actualmente conocida como Udden-Wentworth (Fig. 3.1).

Una de las dificultades de la escala Udden-Wentworth se plantea con los sedimentos bien seleccionados, ya que en este caso el número de clases puede resultar insuficiente pues gran parte de los clastos quedan comprendidos en una o dos clases granulométricas. Para solucionar este problema fue necesario establecer nuevas subdivisiones dentro de cada clase, respetando la razón 2 (o ½ para las partículas menores a 1 mm), para lo cual se creó la escala "raíz cuadrada", que multiplica cada uno de los límites de clase por 1,41 (raíz cuadrada de 2, Fig. 3.3).

En algunos agregados muy bien seleccionados deben incorporarse aún más subdivisiones, por lo que se propuso emplear la escala "raíz cuarta" que multiplica cada valor de la escala (incluyendo aquellos obtenidos en el empleo de la raíz cuadrada) por 1,19 (raíz cuarta de 2, Fig. 3.3). De esta forma, y para el tamaño arena (2000 a 62 micrones), la escala original de Udden-Wentworth incluye 5 clases granulométricas, las que se transforman en 10 clases cuando se utiliza la escala raíz cuadrada y 20 cuando se emplea la escala raíz cuarta (Fig. 3.3).

La escala Udden-Wentworth sufrió algunas modificaciones posteriores, entre las que se destacan la de Lane (1947) y la de la Asociación Geofísica Americana que reemplazaron los términos "*pebble*" y "*granule*" por cinco grados de grava (Fig. 3.1). Sin embargo, estas modificaciones no han sido aun universalmente aceptadas.

Krumbein (1936) definió el número phi para la escala Udden-Wentworth (Fig. 3.3). El propósito era hacer más práctica la representación de los valores de la escala en los gráficos de distribuciones granulométricas, evitar los números irracionales que se generan al emplear las escalas raíz cuadrada y raíz cuarta y obtener una progresión aritmética más fácil de retener para los límites de grado. En la práctica la escala phi de Krumbein (1936) no es más que una transformación logarítmica de la escala de Udden-Wentworth, ya que el número phi es:

$$\text{Phi} = - \log_2 \text{dm}$$

Donde dm corresponde al diámetro de clase (o del clasto según el caso) expresado en milímetros. Si recordamos que la escala Udden-Wentworth corresponde a una progresión de potencia 2 (o ½ para los valores menores a 1 mm) Phi puede ser expresado como:

$$\text{Phi} = - \log_2 2^n$$

y si el logaritmo en base dos de 2 es 1, entonces

$$\text{Phi} = -n$$

El signo negativo es arbitrario y tiene como objeto que las partículas mayores a 1 mm (arena muy gruesa, sábulos y gravas) tengan valores negativos, mientras que la mayor

parte de la población arena, limo y arcilla tengan Phi positivos. Los valores Phi para la escala Udden-Wentworth son mostrados en la figura 3.3.

Entera	Phi entera	Raíz cuadrada	Raíz cuarta
4,00	4,00	4,00	-2,00
		3,36	-1,75
	2,83	2,83	-1,50
		2,38	-1,25
2,00	2,00	2,00	-1,00
		1,68	-0,75
	1,41	1,41	-0,50
		1,19	-0,25
1,00	1,00	1,00	-0,00
		0,84	-0,25
	0,71	0,71	-0,50
		0,59	-0,75
0,50	0,50	0,50	-1,00
		0,42	-1,25
	0,35	0,35	-1,50
		0,30	-1,75
0,25	0,25	0,25	-2,00
		0,21	-2,25
	0,18	0,18	-2,50
		0,15	-2,75
0,12	0,12	0,12	-3,00
		0,10	-3,25
	0,09	0,09	-3,50
		0,07	-3,75
0,06	0,06	0,06	-4,00

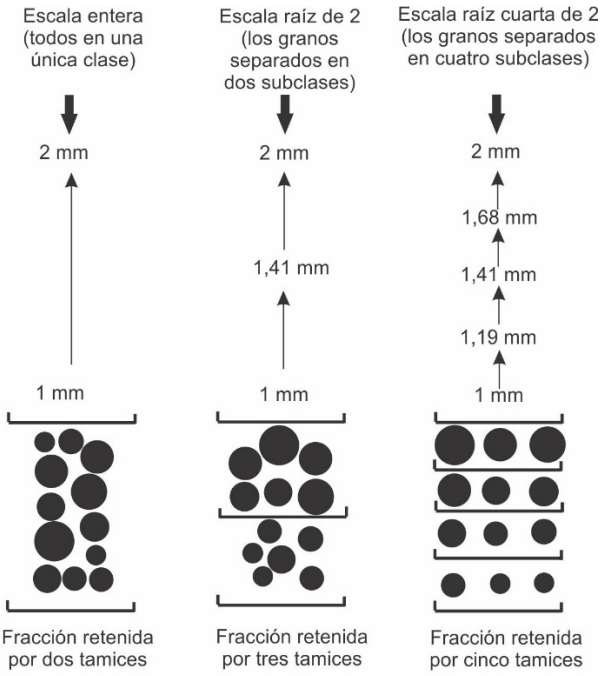


Figura 3.3. A la izquierda, equivalencia entre la escala entera de Udden-Wentworth (en mm) y las unidades phi (adimensional). A la derecha, representación esquemática de las divisiones de la escala entera Udden-Wentworth y las correspondientes a escalas raíz cuadrada de dos y raíz cuarta de dos para diámetros comprendidos entre 1 mm y 2 mm. Nótese como la escala entera es dividida en dos clases granulométricas al aplicar la escala raíz cuadrada de dos y en 4 cuando se usa la escala raíz cuarta.

Algunos investigadores, sin embargo, han cuestionado la practicidad de emplear valores negativos cuando se trabaja con sedimentos gravosos, por lo que Seal et al. (1996) definió el número Psi

$$Psi = -Phi$$

Debe tenerse en cuenta que el número psi sólo se aplica a partículas tamaño grava y excluye a todos los tamaños menores a la grava fina.

En lengua española existen algunas diferencias con el nombre inglés de algunas de las clases granulométricas, lo que plantea en algunas situaciones cierta confusión. Ello deviene de diferentes causas, por un lado, los nombres de las clases fueron originalmente definidas en alemán, inglés, sueco o francés y luego traducidos al español, por lo general (aunque no siempre) desde el término en inglés. Las traducciones no siempre concuerdan, por lo que para algunos autores es un guijón, para otros es un bloque, de la misma forma guijas y guijarros son en algunos casos descriptos como cantos rodados. Además, los términos sábulo y gránulo no siempre aparecen como equivalentes en las escalas, e incluso en lengua inglesa algunos nombres fueron sustituidos, como por ejemplo “pebble” y “granule” reemplazados por los cinco grados de grava. En la figura 3.4 aparece esta

normalización respecto a los términos en inglés empleados en dos escalas, la clásica de Udden-Wentworth y la reciente propuesta de Blott y Pye (2012).

Escalas					Diámetro de partícula	
Wentworth (1922)	Esta obra Partícula	Esta obra Agregado		Blott y Pye (2012)	Phi	mm
	Véase Fig. 3.5			Megaclasts	-11	2048
Gravel Boulder	Bloques Muy grandes	Aglomerado de bloques muy grandes		Boulder Very large	-10	1024
	Bloques Grandes	Aglomerado de bloques grandes		Boulder Large	-9	512
	Bloques Medianos	Aglomerado de bloques medianos		Boulder Medium	-8	256
Gravel Cobble	Bloques Pequeños	Aglomerado de bloques pequeños		Boulder Small	-7	128
	Bloques Muy pequeños	Aglomerado de bloques muy pequeños		Boulder Very small	-6	64
Gravel Pebble	Guijón	Grava de guijones		Gravel Very coarse	-5	32
	Guijarro	Grava de guijarros		Gravel Coarse	-4	16
	Guija	Grava de guijas		Gravel Medium	-3	8
				Gravel Fine	-2	4
Granule	Granulo o Sábulo	Grava de gránulos		Gravel Very fine	-1	2
Sand Very coarse	Arena Muy gruesa	Arena Muy gruesa		Sand Very coarse	0	mμ 1
Sand Coarse	Arena Gruesa	Arena Gruesa		Sand Coarse	1	500
Sand Medium	Arena Mediana	Arena Mediana		Sand Medium	2	250
Sand Fine	Arena Fina	Arena Fina		Sand Fine	3	125
Sand Very fine	Arena Muy fina	Arena Muy fina		Sand Very fine	4	62,5
Silt	Limo Gruesa	Limo Gruesa		Silt Very coarse	5	31,3
	Limo Mediana	Limo Mediana		Silt Coarse	6	15,6
	Limo Fina	Limo Fina		Silt Medium	7	7,8
				Silt Fine	8	3,9
				Silt Very fine	9	nm 2
Clay	Arcilla Gruesa	Arcilla Gruesa		Clay Very coarse	10	977
	Arcilla Fina	Arcilla Fina		Clay Coarse	11	488
				Clay Medium	12	244
				Clay Fine	13	122
				Clay Very fine		

Figura 3.4. Escala Udden-Wentworth con sus términos originales en inglés, su traducción en castellano y las modificaciones propuestas por Blott y Pye (2012).

OTRAS ESCALAS GRANULOMÉTRICAS

Al mismo tiempo que evolucionaban las escalas granulométricas en América del Norte, en Europa Atterberg (1905) publicó una escala cuyas posteriores transformaciones serían ampliamente aceptadas en los estudios edafológicos y caracterizaciones generales de suelos (Fig. 3.2). Aunque esta escala, como la de Udden-Wentworth, considera a 2 mm como límite superior para la arena y resulta también de carácter geométrico, difiere de la de Udden-Wentworth en que utiliza una escala logarítmica de base 10 (véase Atterberg, 1905 para más detalle). Esta escala considera el límite entre la arena fina y el limo en 20 micrones, a diferencia de la de Udden-Wentworth que lo fija en 62 micrones.

Luego de algunas modificaciones a la escala original de Atterberg, y la traducción de los nombres de las clases del sueco y alemán al inglés, la *International Society of Soil Science* adoptó en 1929 la escala de Atterberg (1905) modificada como la escala

granulométrica "internacional" (Fig. 3.2). Tras posteriores cambios sugeridos por Gilboy (1931) la escala fue adoptada en Gran Bretaña para la clasificación de suelos (BS 1377, 1990, Fig. 3.2).

En forma similar a la escala Phi, Krumbein (1938) propuso la escala zeta para las divisiones de Atterberg,

$$\text{Zeta} = -\log_{10} (dm/2)$$

Donde dm representa el diámetro en mm de la partícula.

Desde el punto de vista geotécnico, las diferentes propuestas de escalas granulométricas estuvieron relacionadas a propiedades específicas del suelo como plasticidad (AASHO, 1931), expansión (sobre todo de las arcillas), distribución de los agregados (por ejemplo, distribuciones unimodales versus bimodales, Fredlund et al., 2000), entre otras características. Los estudios geotécnicos, en ocasiones no utilizan escalas granulométricas específicas, sino el porcentaje de arcilla, limo, arena y grava indicando los valores límites asumidos. En otros casos es frecuente que se emplee la escala homologada por la *Unified Soil Classification System* (USCS, 1953, Blott y Pye, 2012; Das y Sobhan, 2014, Fig. 3.2).

RECIENTES PROPUESTAS DE ESCALAS GRANULOMÉTRICAS

En esta sección nos referiremos a modificaciones a la escala de Udden-Wentworth propuestas en los últimos años. Blair y McPherson (1999) señalaron las falencias de esta escala cuando se trabaja con sedimentos gravosos y propusieron subdivisiones a escala de 1 phi para los tamaños superiores a 2 milímetros. Las mencionadas subdivisiones permiten una descripción mucho más exacta cuando se trabaja con sedimentos de grano grueso (véase también Friedman y Sanders, 1978 y Blott y Pye, 2001). En la figura 3.5 se muestran las subdivisiones presentadas por Blair y McPherson (1999), las que resultan muy útiles a la hora de describir acumulaciones en ambientes de abanico aluvial, diamictitas glaciares e incluso sistemas fluviales dominados por psefitas.

El problema de la subdivisión de los clastos tamaño grava fue también analizado por Paris et al. (2011) y, en particular, el de clastos mayores a 4 m por Terry y Goff (2014), estos últimos autores propusieron algunas modificaciones a los términos utilizados por Blair y McPherson (1999).

Blott y Pye (2012) sugirieron algunos cambios y un interesante diagrama para la clasificación de mezclas. Los mencionados autores reconocieron 6 tipos granulométricos principales de sedimentos separados entre sí por 6 unidades phi, e incorporaron el término "megaclasto" para los fragmentos mayores a -11 phi (2048 micrones, Fig. 3.4). Además, modificaron ligeramente el límite limo-arcilla, que en la escala de Udden-Wentworth aparece en 8 phi (4 micrones) a 9 phi (2 micrones, véase también Doeglas, 1968). Esta modificación permite que el límite limo-arcilla de la escala original de Udden-Wentworth coincida con el adoptado por la mayoría de las escalas edafológicas y agronómicas.

Tamaño de Partícula							
Km	m	mm	ϕ	Grado	Clase	No Litificado	Litificado
1075			-30	muy grueso	Peñón *(Megalith)*	Megagrava *(Megagravel)*	Mega-Conglomerado *(mega-conglomerate)*
				grueso			
				mediano			
				fino			
				muy fino			
33,6			-25	muy grueso	Peñasco *(Monotith)*		
				grueso			
				mediano			
				fino			
				muy fino			
1,0	1048,6		-20	muy grueso	Peña *(Slab)*		
				grueso			
				mediano			
				fino			
	65,5		-16	muy grueso	Bloque *(Block)*		
				grueso			
				mediano			
				fino			
	4,1		-12	muy grueso	Guijón *(Boulder)*	Grava	Conglomerado
				grueso			
				mediano			
				fino			
	0,25	256	-8	grueso	Guijarro *(Cobble)*		
				fino			
		64	-6	muy grueso	Guija *(Pebble)*		
				grueso			
				mediano			
				fino			
		4	-2		Gránulo (Sábulo)		

Figura 3.5. Esquema de clasificación de sedimentos de grano grueso propuesto por Blair y McPherson (1999).

ESTUDIOS GRANULOMÉTRICOS

La determinación del tamaño de grano de un agregado sedimentario requiere el uso de diferentes técnicas de acuerdo con la naturaleza del agregado a analizar. La metodología de trabajo consiste en la obtención de muestras, siguiendo especificaciones relacionadas al objetivo de trabajo, y su posterior análisis en el laboratorio (Fig. 3.6).

La rutina de estudio de la distribución granulométrica cambia según se trate de grava, arena o fango. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que raramente un sedimento se encuentra formado por una única clase de las mencionadas, ya que por lo general resulta de una mezcla de ellas. Es por ello que luego de secarse apropiadamente (eliminación de la humedad) y de ser pesada, el total de la muestra es pasada por dos tamices que permiten separar las tres fracciones granulométricas principales. El de mayor diámetro corresponde

al de abertura 26,67 mm (escala de tamices estándar Tyler) y el de menor tamaño a aquel de abertura 53 micrones (existe un tamiz de abertura aún menor, de 44 micrones, que no es muy utilizado ya que es común que el fango quede adherido a los alambres de la malla).

El tamiz de mayor diámetro permite separar a la arena de la grava, aunque debe notarse que el tamiz retiene guijas y guijarros, los que por razones operativas serán analizados junto con la arena por tamizado. El tamiz inferior, permite el paso de casi la totalidad del limo y de la arcilla. De esta forma es posible obtener tres distintas poblaciones, las que serán analizadas por caminos separados (Fig. 3.6).

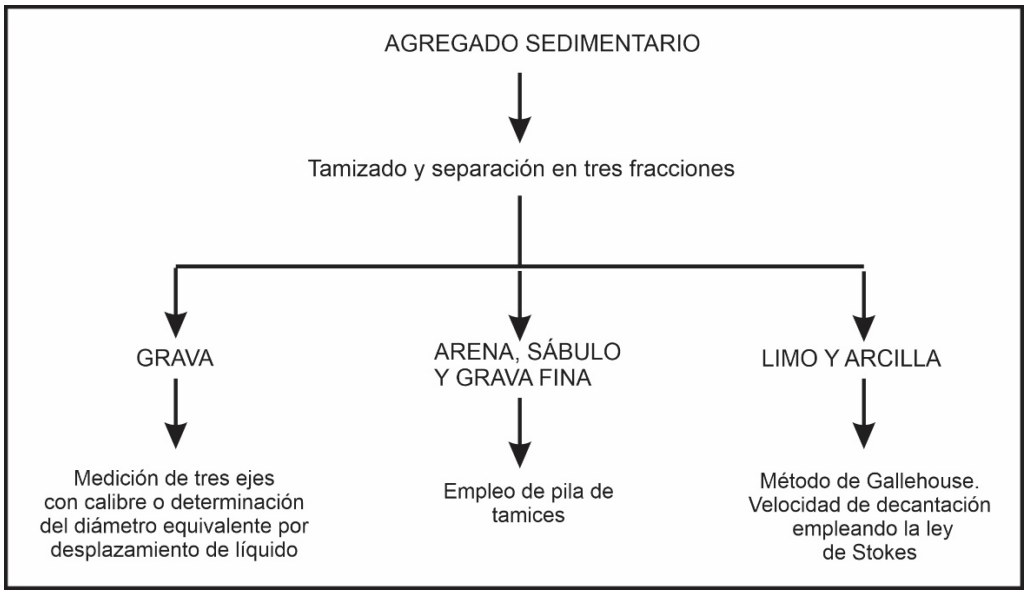


Figura 3.6. Síntesis de las diferentes técnicas tradicionalmente utilizadas para la medición del tamaño de grano.

En lo que concierne a la grava, la medición se efectúa sobre cada uno de los clastos que componen el agregado, en la práctica existen dos formas principales de medición. Un camino consiste en determinar el diámetro nominal (diámetro de la esfera de igual volumen del clasto). Esta metodología, desarrollada por Wadell (1934, 1935), consiste en calcular el volumen de la partícula mediante el desplazamiento de líquido en una probeta de diámetro adecuado. Posteriormente, gráficos de conversión realizados por Krumbein y Pettijohn (1938) permiten la sencilla obtención del diámetro nominal.

El segundo método, probablemente de uso más generalizado, corresponde a la medición de los tres ejes que definen un clasto, para el que se asume una forma aproximada a la de un elipsoide. El eje mayor (por convención eje “L” o “a”) es aquel que mide los dos puntos más distantes de un clasto, mientras que el eje intermedio (“I” o “b”) es el que, siendo perpendicular al eje mayor, mide los dos puntos más lejanos de un clasto. Los ejes L e I quedan comprendidos dentro de un plano, al que se denomina plano de máxima proyección del clasto (Fig. 3.7). El eje menor (“S” o “c”) se define como aquel que, siendo perpendicular al plano de máxima proyección, une los dos puntos más distantes (Fig. 3.7). Luego, el diámetro medio del clasto se define como el promedio de los tres ejes.

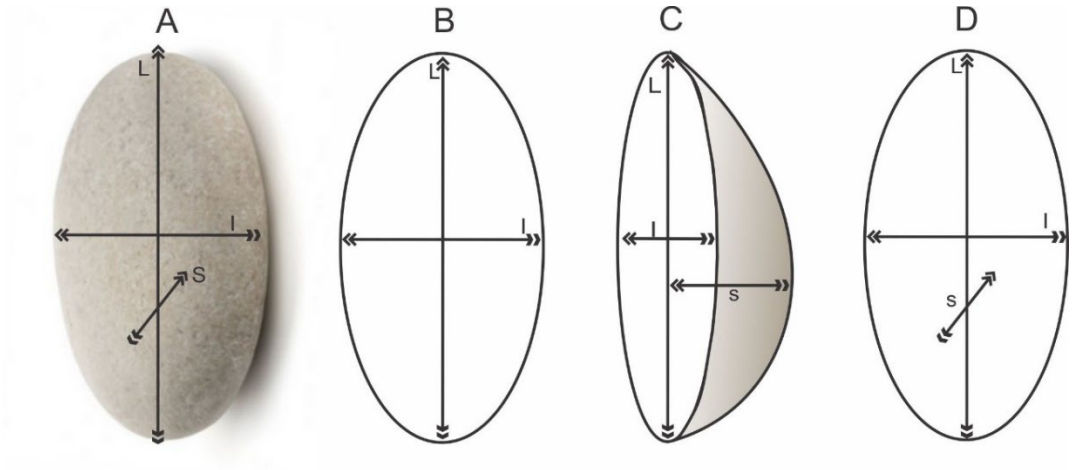


Figura 3.7. Orientación de los tres ejes de un clasto tamaño grava. Primeramente, se debe determinar el eje mayor (L) que une los dos puntos más distantes de un clasto (parte B en la figura). Posteriormente el eje intermedio (I) es el que siendo perpendicular a L une los dos puntos más distantes de un clasto. Ambos ejes (L e I) definen el plano de máxima proyección (B en la figura), el eje menor S es el que une los dos puntos más distantes de un clasto siendo perpendicular al plano de máxima proyección (C en la figura). Nótese que los tres ejes no se intersectan necesariamente en el mismo punto (D en la figura).

En el caso de las arenas, guijas y guijarros es imposible emplear el calibre o desplazamiento de líquidos debido a su tamaño, por lo que los análisis granulométricos se llevan a cabo empleando tamices de diseño adecuado. La figura 3.8 muestra la abertura de tamices tipo Tyler que son los de uso habitual. El primer paso consiste en construir la pila de tamices, de manera que su diámetro disminuya progresivamente desde la parte superior a la inferior. El número de tamices es variable y dependerá de la escala de trabajo escogida, es decir, en la escala entera (por lo general 8 tamices), en la escala raíz cuadrada (14 tamices) y en la escala raíz cuarta (28 tamices).

Posteriormente, la pila se coloca en una máquina tipo “Ro-Tap”, la que lleva a cabo durante varios minutos un movimiento concéntrico, al que se suma un continuo golpeteo de un brazo metálico con tope de goma sobre la tapa de la pila de tamices. El rol de la máquina es facilitar que el eje mayor de los clastos de disponga perpendicular a la malla de tamices. La distribución granulométrica de las arenas se obtendrá luego, pesando las distintas fracciones retenidas en cada uno de los tamices.

Mallas	Abertura efectiva .in	Abertura efectiva ,mm
	1.050	26,67
	0.883	22,43
	0.742	18,85
	0.624	15,85
	0.525	13,33
	0.441	11,20
	0.371	9,423
2 1/2	0.312	7,925
3	0.263	6,680
3 1/2	0.221	5,613
4	0.185	4,699
5	0.156	3,962
6	0.131	3,327
7	0.110	2,794
8	0.093	2,362
9	0.078	1,981
10	0.065	1,651
12	0.055	1,397
14	0.046	1,168
16	0.0390	0,991
20	0.0328	0,833
24	0.0276	0,701
28	0.0232	0,589
32	0.0195	0,495
35	0.0164	0,417
42	0.0138	0,351
48	0.0116	0,295
60	0.0097	0,246
65	0.0082	0,208
80	0.0069	0,175
100	0.0058	0,147
115	0.0049	0,124
150	0.0041	0,104
170	0.0035	0,088
200	0.0029	0,074
270	0.0021	0,053
325	0.0017	0,044

Figura 3.8. Tamices tipo Tyler para los análisis granulométricos de arena. La primera columna indica el número de mallas de cada tamiz, la segunda y columna corresponde a la abertura en pulgadas y milímetros respectivamente.

En el caso de los fangos la situación es mucho más compleja debido al reducido tamaño de grano, por lo que las partículas son analizadas de acuerdo al principio de velocidad de decantación de las partículas (ley de Stokes), siguiendo el método señalado por Galehouse (1971). La ecuación modificada de Stokes indica que:

$$V = \{(Pp - Pf).\ g\}/18.\mu\ .\ Dm^2$$

Siendo V la velocidad de decantación, Pp el peso específico de las partículas, Pf el del fluido, μ la viscosidad dinámica del fluido, g la aceleración de la gravedad y Dm el diámetro de la partícula. Teniendo en cuenta que, bajo condiciones de laboratorio, trabajando con agua destilada y asumiendo un Pp igual al del cuarzo, algunas de las variables se transforman en una constante ($K = 3{,}57\ 10^4$), el diámetro es igual a la raíz cuadrada de la velocidad de decantación sobre la constante,

$$Dm^2 = V/K$$

Operativamente, el método consiste en crear una dispersión de unos 30 g de fango en agua destilada dentro de una probeta de 1000 ml y posteriormente realizar diferentes extracciones de la suspensión a tiempos estipulados mediante una pipeta. El tiempo y profundidad de extracciones deriva de la V (velocidad de decantación) que puede ser expresada como x/t (donde x es la profundidad en la probeta y t es el tiempo de extracción), de esta forma, transcurrido un cierto tiempo, un tamaño específico de partículas no debería encontrarse a una profundidad determinada. Los tiempos y profundidades de extracción son mostradas en la figura 3.9.

Diametro en mm	Velocidad cm/seg	Profundidad cm/seg	Hora-minuto-segundo
0,0625	0,347	20	00 00 58
0,0442	0,174	20	00 01 56
0,0312	0,0869	10	00 01 56
0,0221	0,0435	10	00 03 52
0,0156	0,0217	10	00 07 44
0,0110	0,0109	10	00 15 --
0,0078	0,00543	10	00 31 --
0,0055	0,00272	10	01 01 --
0,0039	0,00136	10	02 03 --
0,00276	0,00068	10	04 05 --
0,00195	0,00034	10	08 10 --
0,00138	0,000168	10	16 21 --
0,00098	0,000085	5	16 21 --
0,00069	0,000043	5	32 42 --
0,00049	0,000021	5	65 25 --

Figura 3.9. Tiempos y profundidades de extracción del material fino empleando el método de la pipeta.

Alternativas operativas a los métodos descriptos previamente incluyen el empleo del tubo de sedimentación (Emery, 1938) y sus variantes (Zeigler et al., 1969; Taira y Scholle, 1977, 1979; Anderson y Kurtz, 1979). Además, tablas de conversión de velocidad de decantación a diámetro de partículas fueron propuestas por Taira y Scholle (1977).

En la actualidad nuevos equipamientos permiten acortar considerablemente el tiempo de análisis texturales de sedimentos, estas nuevas técnicas, se aplican en general sobre dispersiones acuosas de sedimentos finos (arena y fango) e incluyen mediciones por absorción de rayos X (Singer, 1988, Campbell, 1998), difractometría laser (McCave et al., 1986; Sperazza et al., 2004; Blott et al., 2004; Ramaswamy y Rao, 2006), sensores eléctricos (Muerdter et al., 1981; Bianchi et al., 1999) y sedigrafos láser (Stein, 1985; Molner y Maldonado, 1985), entre otros. Si bien estas metodologías ahorran considerablemente el tiempo de trabajo, el error inherente a cada método es aún materia de debate, revisiones sobre este tema fueron efectuadas entre otros por Konert y

Vandenberghe (1997); Beuselinck et al. (1998); Eshel et al. (2004); Blott y Pye (2006); Ramaswamy y Rao (2006) y Di Stefano et al. (2010).

ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

Udden (1914) y posteriormente Bagnold (1941) observaron que, si se utiliza una escala logarítmica, como por ejemplo la de Udden-Wentworth, la distribución de tamaños de grano de un sedimento es aproximadamente simétrica y en forma de campana. Pero fue muy probablemente Krumbein (1938) el primero en considerar que las distribuciones granulométricas de muchos sedimentos se aproximaban a ser normales (gaussiana), o sea,

$$y = \frac{1}{b\sqrt{2\pi}} e^{-\{(x-a)^2/2b^2\}}$$

Donde y es la frecuencia, x es la variable independiente y a - b constantes que determinan posición y forma de la campana.

Sin embargo, Bagnold (1941), Pettijohn (1957) y Spencer (1963) establecieron que un número, probablemente limitado, de sedimentos no muestran distribuciones estrictamente gaussianas. Un ejemplo de esta situación fue el expuesto por Krumbein y Tisdel (1940), quienes estudiaron las distribuciones granulométricas en sedimentos derivados directamente de la roca madre (por ejemplo, regolitos), señalando que se ajustan mejor a la distribución de tamaños expresada por la ley de Rosin (Rosin y Rammler, 1933; Kittleman, 1964),

$$y = 100(1 - e^{bx.n})$$

Donde y es la frecuencia para un tamiz de malla x, b es la recíproca del tamaño promedio y n la recíproca de la extensión de la curva. Sin embargo, debe aclararse que la ley de Rosin y Rammler parece ser sólo aplicable a sedimentos que casi no han sufrido transporte, y que por lo tanto podría caracterizar el grado de liberación de sedimentos de una roca (véase para una discusión Krumbein y Tisdel, 1940).

En aquellos casos en los que la distribución logarítmica de una población no se asemeja a una campana si no a una hipérbola, distribuciones log-hiperbólicas fueron también postuladas en desmedro de las gaussianas (Bader, 1970; Bagnold y Barndorff-Nielsen, 1977, 1980; Hajek, et al., 2010). Esta situación parece ser más frecuente en el estudio de sedimentos muy bien seleccionados como los eólicos (Barndorff-Nielsen, 1977; Bagnold y Barndorff-Nielsen, 1980; Barndorff-Nielsen et al., 1982), aunque también utilizado en otros tipos de acumulaciones (Hajek, et al., 2010; Bartholdy et al., 2007; Ghoshal et al., 2010). Sin embargo, la real conveniencia de utilizar distribuciones log-hiperbólicas no parece demostrada hasta el presente (Wyrwoll y Smith, 1985, 1988).

Por lejos, la mayor parte de los agregados sedimentarios inconsolidados, y también los estudios texturales sobre rocas, muestran distribuciones de tamaño de grano del tipo normales (gaussianas). Sobre este tipo de distribuciones es que se han definido los parámetros estadísticos clásicos, los que serán tratados a continuación. Si el lector está interesado en la caracterización estadística de distribuciones hiperbólicas recomendamos el clásico trabajo de Bagnold y Barndorff-Nielsen (1980). Además, una reciente revisión de modelos de distribuciones granulométricas no gaussianas fue presentada por Sørensen (2016) haciendo énfasis en la distribución granulométrica normal-inversa (NIG), un tipo de distribución hiperbólica. Otras clases de distribuciones granulométricas pueden ser consultados en Podolskij et al. (2016).

Una vez realizados los análisis granulométricos, cualquiera haya sido la metodología empleada, es necesario obtener los parámetros estadísticos de la muestra, los que permite su caracterización y comparación. Los parámetros pueden ser divididos en cuatro tipos principales:

1) Los de tendencia central (moda, mediana y media),

2) Los que caracteriza la dispersión de la muestra alrededor de los valores de tendencia central (selección),

3) Los que caracterizan la simetría de la muestra (asimetría),

4) El grado de concentración de los clastos alrededor de los valores de tendencia central (Kurtosis).

Cada uno de estos valores puede ser calculado por métodos gráficos o enteramente matemáticos, estos últimos llamados cálculos por el "método de momentos", los que pueden prescindir totalmente de los gráficos estadísticos.

Dentro del método gráfico se incluyen principalmente histogramas, curvas acumulativas en papel de probabilidades y diagramas de truncamientos, todos ellos son empleados para obtener los diferentes parámetros granulométricos. Si bien originalmente las curvas acumulativas fueron representadas en papel de escala aritmética, probablemente fueron Hatch y Choate (1929) y más tarde Otto (1939) los que impusieron el empleo de papel de probabilidades para las representaciones gráficas.

Los histogramas, por ejemplo, permiten una rápida visualización de la población y la determinación de la moda, que es el intervalo más representado en la muestra. Por su parte, las curvas acumulativas, preferentemente graficadas en papel de probabilidades, muestran directamente el valor de la mediana que corresponde al tamaño del 50% de la población. Además, las curvas acumulativas permiten la lectura de los valores para el cálculo del resto de los parámetros estadísticos (Fig. 3.10).

Existe un gran número de propuestas para el cálculo de los parámetros estadísticos de sedimentos por el método gráfico, en la figura 3.11 se resumen los más usados (véase también Trask, 1930, 1932; Krumbein, 1938; Krumbein y Pettijohn, 1938; Otto,1939; Inman, 1952; McCammon, 1962; Friedman, 1979).

Media		***Selección***
Inman (1952)	$M\varphi = (\varphi16+\varphi84)/2$	$So = (\varphi84-\varphi16)/2$
Folk y Ward (1957)	$Mz = (\varphi16+\varphi50+\varphi84)/3$	$So = (\varphi84-\varphi16)/4+(\varphi95-\varphi5)/6,6$
Asimetría		***Kurtosis***
Iman (1952)	$\alpha\varphi = (\varphi16+\varphi84-2\varphi50)/\varphi84-\varphi16$ $\alpha2\varphi = (\varphi5+\varphi95-2\varphi50)/\varphi84-\varphi16$	$\beta_\varphi = (\varphi95- \varphi5)-(\varphi84- \varphi16)/ \varphi84-\varphi16$
Folk y Ward (1957)	$Sk_1 = \{(\varphi84-\varphi16+2\varphi50)/ 2(\varphi84-\varphi16)\}+\{ (\varphi95-\varphi5-2\varphi50)/ 2(\varphi95-\varphi5)$	$K_G = \varphi95- \varphi5/2,44(\varphi75- \varphi25)$

Figura 3.10. Principales fórmulas para el cálculo de los parámetros granulométricos usando medidas gráficas obtenidas de las curvas acumulativas.

Probablemente, una de las síntesis más importantes sobre los diferentes parámetros estadísticos utilizados en estudios granulométricos fue llevada a cabo por Folk (1966), quien no sólo consideró los parámetros obtenidos por métodos gráficos, sino también las medidas de momentos. Una interesante consideración de Folk, realizada es su sección "*Omission of the graph*" (Folk, 1966: 73) es que, si bien los cálculos granulométricos pueden ser realizados sin la necesidad de dibujar curvas acumulativas, el obviar la parte gráfica es altamente desaconsejable. De acuerdo con Folk (1966) las curvas acumulativas e histogramas dan una imagen más acabada de la distribución de tamaños, permiten apreciar mejor la bimodalidad, los truncamientos y la presencia de "hombros" en las curvas; estas última podrían indicar errores operativos.

En lo que respecta al método de momentos, podría ser considerado más exacto pues emplea a la totalidad de la población, y no sólo algunos percentiles, como lo hace el método gráfico (Van Orstrand, 1925; Krumbein y Pettijohn, 1938, Folk, 1966, Friedman, 1958, 1962, véase Fig. 3.11). Los principales parámetros estadísticos con significado sedimentológico calculados por este método son: 1. el primer momento que equivale a la media, 2. el segundo momento que describe la selección y 3. el tercer momento que corresponde a la asimetría. Rara vez se utiliza el cuarto momento para describir la curtosis. Además, la multiplicación de los valores del segundo y tercer momento se toma como un parámetro complementario llamado "desviación cúbica media" (Friedman, 1979).

PRINCIPALES PARÁMETROS ESTADÍSTICOS CALCULADOS POR EL MÉTODO DE MOMENTOS

Primer momento	Media (X)	$X = \Sigma fm/100$
Segundo momento	Desviación estándar (σ)	$\sigma = \{\Sigma f(m- X)^2/100\}^{1/2}$
Tercer momento	Asimetría (α_3)	$\alpha_3 = 1/100\sigma^{-3} \Sigma f(m- X)^3$
Tercer momento	Desviación cúbica media ($\alpha_3\ \sigma^3$)	$\alpha_3 = 1/100\sigma\ \Sigma f(m- X)^3$

Figura 3.11. Parámetros estadísticos calculados por el método de momentos que tienen interés en sedimentología.

SIGNIFICADO GEOLÓGICO DE LOS PARÁMETROS ESTADÍSTICOS

En lo que respecta al significado geológico de las medidas de tendencia central, la moda y la mediana claramente guardan relación con la energía de las corrientes generadoras, pero también con los mecanismos de transporte, la forma de depositación, e incluso se encuentran influenciados por el grado de liberación de clastos por parte de la roca madre en el área de origen. Por otro lado, la moda ha sido en algunos casos considerada una medida de tendencia central de menor importancia que la media e incluso la mediana. Sin embargo, esta apreciación puede ser incorrecta ya que por ejemplo el análisis de modas detríticas puede volverse crítico en la identificación de procesos de transporte sobreimpuestos, e incluso en algunos casos, de diferentes áreas fuentes de material (Folk, 1980). Además, el valor de la moda puede volverse crítico en estudios geotécnicos.

Aunque podría pensarse que la selección granulométrica se encuentra estrechamente vinculada con la distancia de transporte, esta afirmación no siempre es válida. En realidad, la selección granulométrica es un indicador de primer orden de las características de las corrientes generadoras, así el transporte eólico, debido a la baja densidad del aire, es uno de los medios más eficientes para separar fracciones granulométricas. De esta forma, el viento es capaz de generar sedimentos muy bien seleccionados sin que la distancia de transporte sea larga. Una antítesis son las corrientes densas como los flujos hiperconcentrados viscosos, en estos casos la fuerza de matriz se convierte en el principal mecanismo de transporte originando, por lo general, poblaciones mal seleccionadas aunque su distancia de transporte sea relativamente prolongada.

Muchos otros ejemplos podrían relacionar la selección granulométrica a los mecanismos de transporte y depositación, pero probablemente el ambiente glacial es paradigmático en este sentido. Los depósitos de till, formados por transporte de sedimentos “empujados” por el hielo, en ocasiones por largas distancias, muestran muy baja selección. Pero en muchos casos basta un escaso transporte fluvial, o la deflación de partículas de arena, para que la selección cambié notablemente, aún en corta distancia.

En lo que respecta a la asimetría, distribuciones fuertemente asimétricas pueden indicar mezcla de poblaciones de diferentes orígenes, falta de normalidad en la curva gaussiana (en este caso debería evaluarse el utilizar otros tipos de distribuciones como la log-hiperbólica), características propias de las corrientes generadoras o vicisitudes ocurridas en las acumulaciones de granos. Un buen ejemplo es la tendencia que muestran muchos depósitos eólicos al desarrollo de colas de finos (asimetría positiva), sin embargo, en algunos casos acumulaciones eólicas invierten esta situación y exhiben cola de gruesos. Aunque este cambio puede tener diferentes orígenes, por lo general, se debe a deflación en áreas de extraduna y, en ocasiones, al desarrollo de hoyos de voladura de diferente tamaño. La deflación promueve el arranque diferencial del material más fino y la concentración en el lecho de arena gruesa y ocasionalmente sábulos, lo que invierte la asimetría original de la acumulación.

Finalmente, la kurtosis, que de alguna manera compara la distancia granulométrica entre la parte central de la población y la de los extremos, es probablemente el parámetro estadístico más complejo en lo que se refiere al significado geológico, por lo que la interpretación de este parámetro necesita ser evaluado en cada caso. Es así que el ploteo de valores de kurtosis por ejemplo versus asimetría ha sido empleado para discriminar mezcla de poblaciones (Folk, 1966, 1971), pero en otros casos para diferenciar arenas de playas marinas y de acumulaciones eólicas (Friedman, 1962).

Más recientemente, Blott y Pye (2001), presentaron el Gradistat, un software que permite una manera ágil para la obtención de las curvas y parámetros granulométricos por métodos gráficos y de momentos.

Nuevas técnicas para analizar la distribución de tamaño de granos, tanto en arenas como en gravas, consisten en el procesamiento de imágenes, la construcción de librerías digitales y la elaboración de algoritmos que permitan la automatización del proceso sin necesidad de tamizados (en arenas) o mediciones usando calibre (en gravas, véase por ejemplo, Adams, 1979; Butler et al., 2001; Rubin, 2004; Graham et al., 2005; Buscombe et al. 2010; Carbonneau et al., 2018, Buscombe 2020; Lang et al., 2021, véase enlaces a imágenes 3.1). Las metodologías empleadas han recibido diferentes nombres como por ejemplo "photosieving" (Adams, 1979), OBIA (object-based image analysis, Carbonneau et al., 2018), SediNet (Buscombe, 2020) y GRAINet (Lang et al., 2021).

En la metodología expuesta por Rubin (2004), la granulometría de una población con tamaños de granos uniformes es obtenida a partir de curvas de autocorrelación que comparan la imagen obtenida con otras previamente analizadas y calibradas. Si, por el contrario, en una población coexisten varios tamaños de granos, como ocurre por regla general en la naturaleza, la distribución granulométrica se resolverá a partir de la resolución de cada una de las fracciones individuales. Los resultados reportados por Rubin (2004) para diferentes ambientes comparando el método de autocorrelación por imágenes y tamizado son mostrados en la figura 3.12.

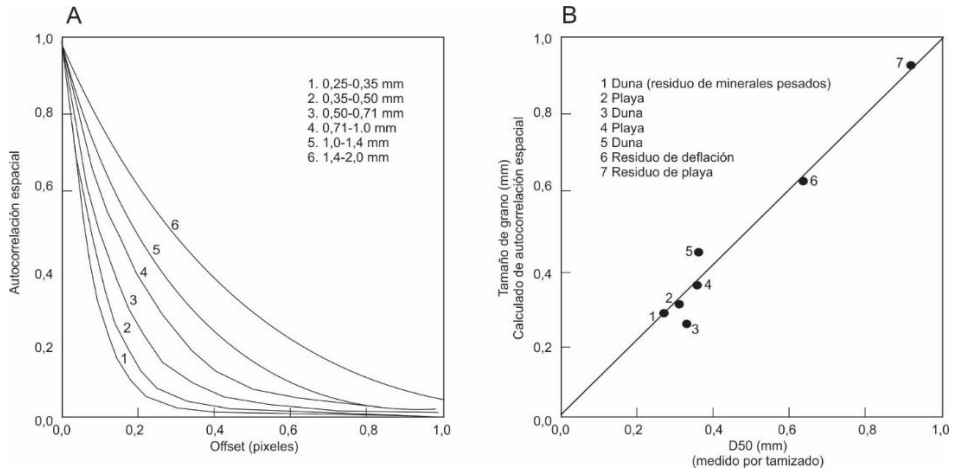


Figura 3.12. A. Relación entre la autocorrelación y *offset* (pixeles para diferentes tamaños de grano). B. Comparación entre el tamaño de grano obtenido por imágenes y los resultantes del tamizado para diferentes ambientes. Modificado de Rubin (2004).

Enlaces a imágenes 3.1
Rubin (2004) https://doi.org/10.1306/052203740160: Varias imágenes para la determinación directa de tamaños de grano (págs. 161, 164)
Lang et al. (2021): https://doi.org/10.5194/hess-25-2567-2021 Estudio aplicado principalmente a gravas
Buscombe et al. (2010) https://doi.org/10.1029/2009JF001477 Para gravas y arenas págs. 2, 9.

CLASIFICACIÓN DE LOS AGREGADOS SEDIMENTARIOS

Como ha sido puntualizado previamente, rara vez los agregados sedimentarios se encuentran formados por una única fracción granulométrica (grava, arena, limo o arcilla), sino que por lo general resultan una mezcla de ellas. Para su clasificación, y desde el advenimiento de la escala Udden-Wentworth, un gran número de propuestas fueron hechas (véase por ejemplo Fletcher y Bryan, 1912; Davis y Bennett, 1927) pero probablemente las más aceptadas sean los esquemas triangulares de Folk (1954), Picard (1971) y Blair y McPherson (1999, Figs. 3.13 y 3.14). El esquema de Folk es especialmente aconsejable para mezclas que contienen, aunque sea mínimas proporciones de grava, y en él se grafican las cantidades de grava, arena y fango. Nótese que en esta clasificación se le da gran peso a la presencia de material mayor a 4 mm, ya que todo agregado conteniendo entre "trazas" y 5% de tamaño grava recibe la adjetivación de "gravilloso o gravoso" según corresponda (Fig. 3.13).

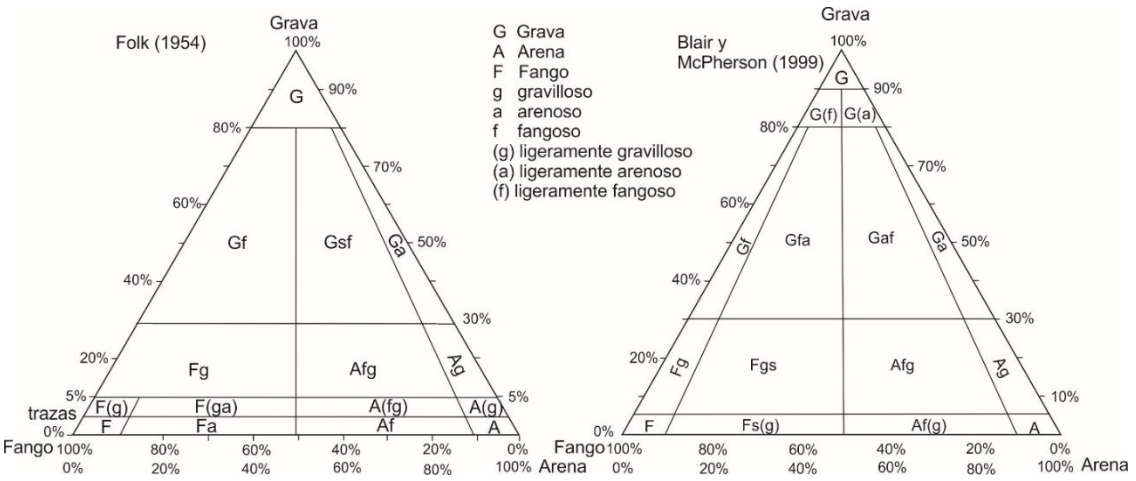


Figura 3.13. Esquemas de clasificación de agregados sedimentarios propuestos por Folk (1954) y Blair y McPherson (1999). Nótese que el modelo de Folk (1954) requiere que existan sólo trazas de mezcla para la definición de fango, fango arenoso, arena fangosa y arena (o sus equivalentes consolidados).

En lo que respecta a aquellos agregados en los que la grava no se encuentra presente, o bien su proporción es despreciable, se han propuestos diferentes esquemas, como los de Folk (1954), Shepard (1954), Picard (1971) y Flemming (2000, Fig. 3.14).

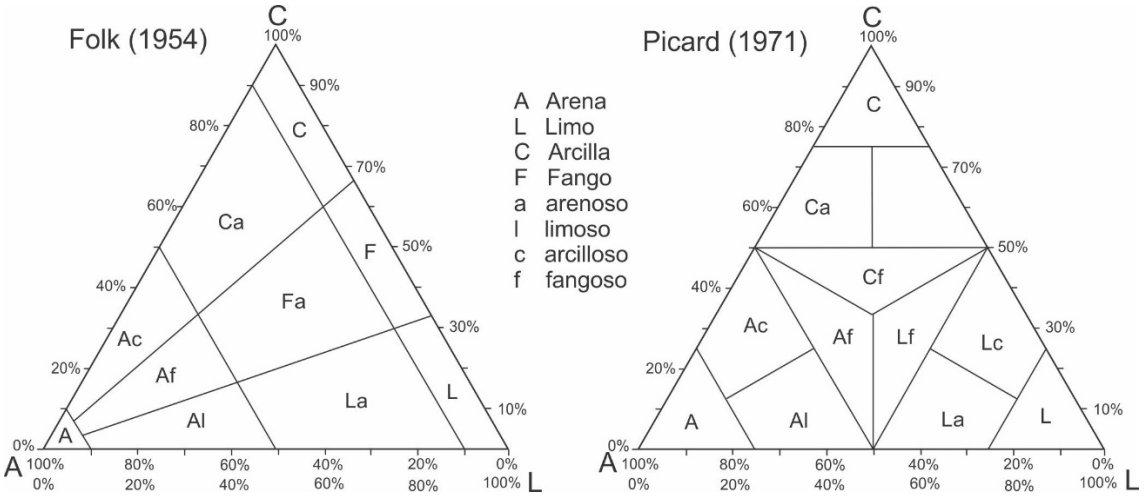


Figura 3.14. Esquemas de clasificación de Folk (1954) y Picard (1971) para agregados sedimentarios en los que la grava se encuentra ausente o su cantidad es despreciable.

Recientemente, Blott y Pye (2012) diseñaron dos esquemas de clasificación para agregados sedimentarios, el primero para aquellos conteniendo grava, arena y fango y el segundo sólo arena, limo y arcilla (Fig. 3.15). La clasificación incluye primeramente en su nombre al componente dominante (grava, arena, limo o arcilla), seguido por el término descriptivo (gravoso, arenoso, limoso o arcilloso) que corresponde al segundo y tercer componente en importancia. Con respecto a estos últimos, si la proporción es menor a 20% pero mayor a 5% se le antepone el término ligeramente y entre 5% y 1% muy ligeramente. Así por ejemplo una muestra con 85% de grava 9% de arena y 6% de fango correspondería a una grava ligeramente arenosa fangosa. En esta clasificación, los campos de grava, arena, limo o arcilla "pura" son fuertemente restrictivos, ya requieren al menos un 98% de abundancia de alguna de las granulometrías citadas.

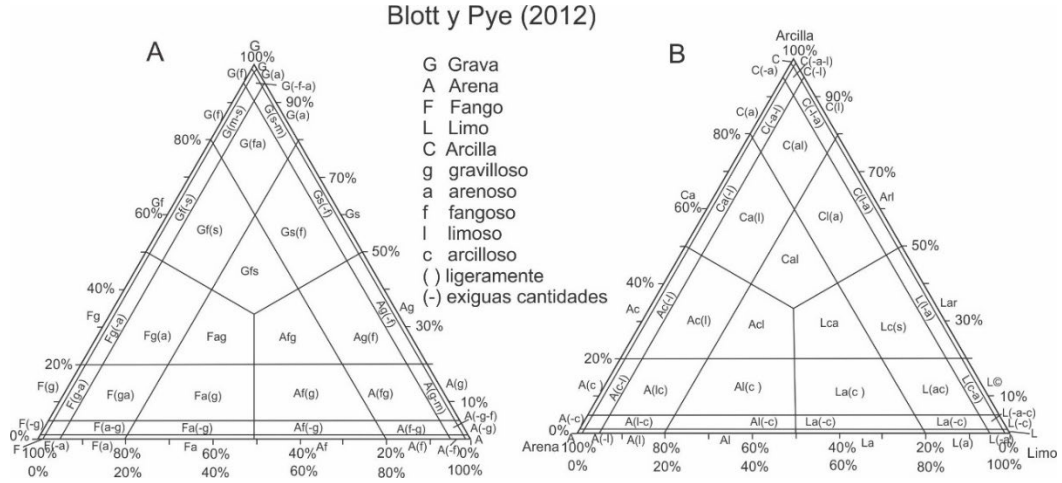


Figura 3.15. Esquemas de clasificación propuestos por Blott y Pye (2012) para agregados sedimentarios. A. construidos para agregados que incluyen grava y B. para agregados que carecen de grava.

SIGNIFICADO GEOLÓGICO DE LOS ESTUDIOS GRANULOMÉTRICOS

La utilidad e importancia de los estudios texturales en sedimentología ha sido un tema ampliamente debatido y su valor fue variando a lo largo del tiempo. Sin pretender realizar una revisión crítica de este aspecto, haremos en este apartado algunas consideraciones que, en opinión de los autores, resultan de interés para comprender la real aplicación de los estudios granulométricos de sedimentos y rocas.

En una primera etapa, probablemente desde 1890 hasta fines de la década de 1940, gran parte de los trabajos se enfocaban a los cambios texturales observados en un sedimento por efecto del transporte, ya sea, por ejemplo, la mayor redondez de clastos tamaño grava, texturas superficiales, selección en arenas e incluso caracterización de áreas de aporte mediante el estudio de minerales pesados. Una obra muy importante en esta etapa de desarrollo de los estudios granulométricos fue el *Manual of Sedimentary Petrography* publicado por Krumbein y Pettijohn en 1938.

Investigaciones sobre la caracterización y discriminación de ambientes sedimentarios a partir de los estudios granulométricos, cobraron impulso desde los años 50 y produjeron un muy elevado número de publicaciones, comenzando por los trabajos pioneros de Passega (1964), hasta la síntesis efectuada por Friedman en 1979 (entre muchas otras contribuciones). Explicitado o no, uno de los objetivos principales de este tipo de investigaciones era el extrapolar la información obtenida de los análisis granulométricos en ambientes actuales al registro geológico. De esta forma se proponía que los análisis texturales podían ser una herramienta de discriminación para la interpretación paleoambiental.

Siguiendo la premisa arriba enunciada, un gran número de trabajos intentaron definir dominios texturales especialmente en la fracción arena. Así, por ejemplo, los valores de media versus desviación estándar fueron utilizados para separar arenas depositadas en ambientes fluviales, dunas eólicas y marinos costeros (Friedman, 1961; Moiola y Weiser 1968; Friedman, 1979, entre otros). En otros casos para separar dunas eólicas y playas marinas Mason y Folk (1958), Friedman y Sanders (1978) y Friedman (1979) se emplearon la asimetría versus la selección (Figs. 3.16 y 3.17). Más recientemente, Friedman (1979) propuso utilizar a la desviación cúbica media como un discriminador ambiental en varios ambientes (Figs. 3.11 y 3.16).

Además de los gráficos fueron también propuestas ecuaciones discriminantes que consideraban un mayor número de parámetros granulométricos (Sahu, 1964; Allen et al., 1972; Spalletti, 1979; Ghosh y Chatterjee, 1994). Sahu (1964) propuso varias funciones específicas para cada conjunto de ambientes, las que pretenden reflejar variaciones en los mecanismos de transporte y depositación de arena. A modo de ejemplo, abajo se muestra la función discriminante para arenas de ambientes eólicos versus playas marinas (Sahu, 1964),

$$Y \text{ (eólico vrs. playa)} = -3.5688\, X(\text{phi}) + 3.7016\, \sigma_I^2 - 2.0766\, Sk_I + 3.1135\, K_G$$

Donde Y es el valor de la función discriminante, X el valor de la media (expresada en unidades phi), σ_1 es la desviación estándar (en phi), Sk_1 la asimetría (en phi) y K_G la agudeza (en phi). Si la función discriminante tiene valor menor a -2,7411 indica depositación eólica, mientras que un valor mayor al mencionado sugiere ambiente de playa marina (Sahu, 1964).

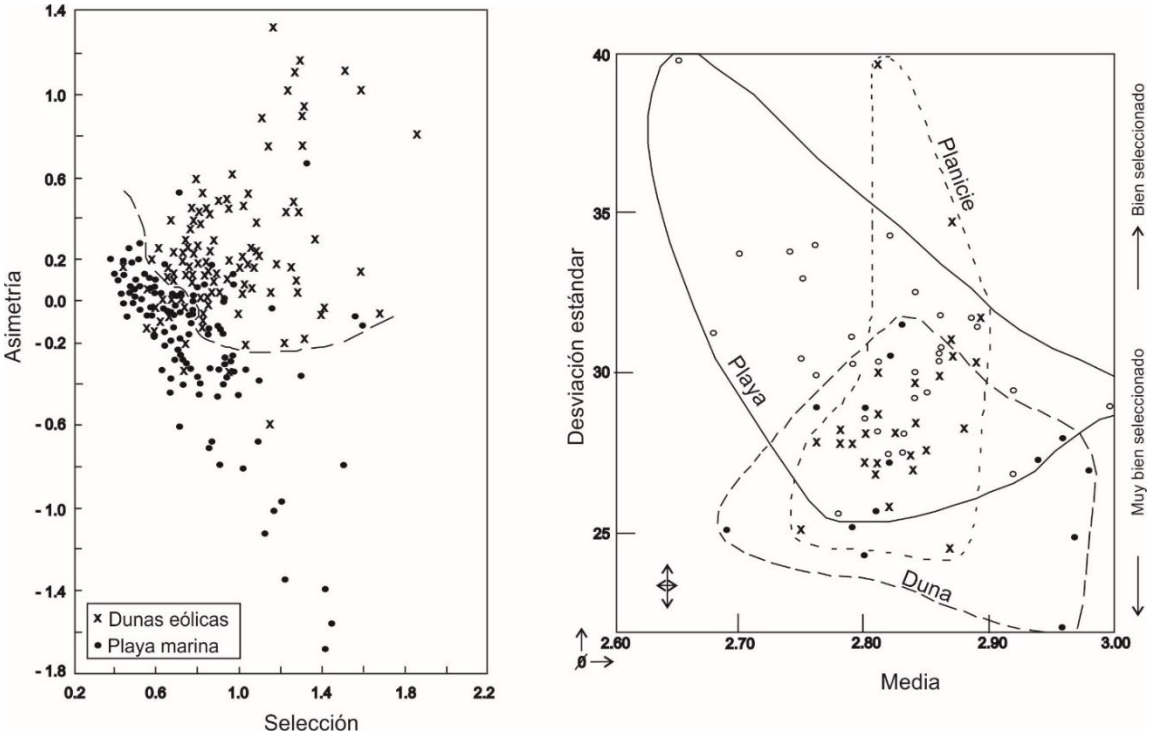


Figura 3.16. Ejemplos de diagramas texturales enfocados en la caracterización granulométrica de ambientes sedimentarios. A la izquierda propuesta de separación entre arenas de dunas eólicas y playas marinas empleando la asimetría y la selección (ligeramente modificado de Friedman, 1979). A la derecha similar situación, pero utilizando la desviación estándar y la media (ligeramente modificado de Moiola y Weiser, 1958).

Similares funciones discriminantes fueron propuestas para separar ambientes de playas versus marinos someros sujetos a continua agitación, para ambientes marinos someros versus fluviales y fluviales (deltaicos) versus turbititas.

Las funciones discriminantes de Sahu (1964) fueron posteriormente aplicadas, tanto en ambientes actuales como antiguos por Ghosh y Chatterjee (1994), Rajganapathi et al. (2013), Baiyegunhi et al. (2017), Kasim et al. (2023), entre otros.

Probablemente, el ambiente eólico ha sido uno de los más atractivos para los estudios granulométricos con diferentes objetivos. Por ejemplo, Zhang et al. (2018) estudiaron las características granulométricas de las arenas de los desiertos ubicados en el este de China, demostrando variaciones en la dinámica de los campos eólicos desde el año 2000 al presente. Estas variaciones reflejan una decreciente actividad de las dunas y localmente la generación de áreas de deflación.

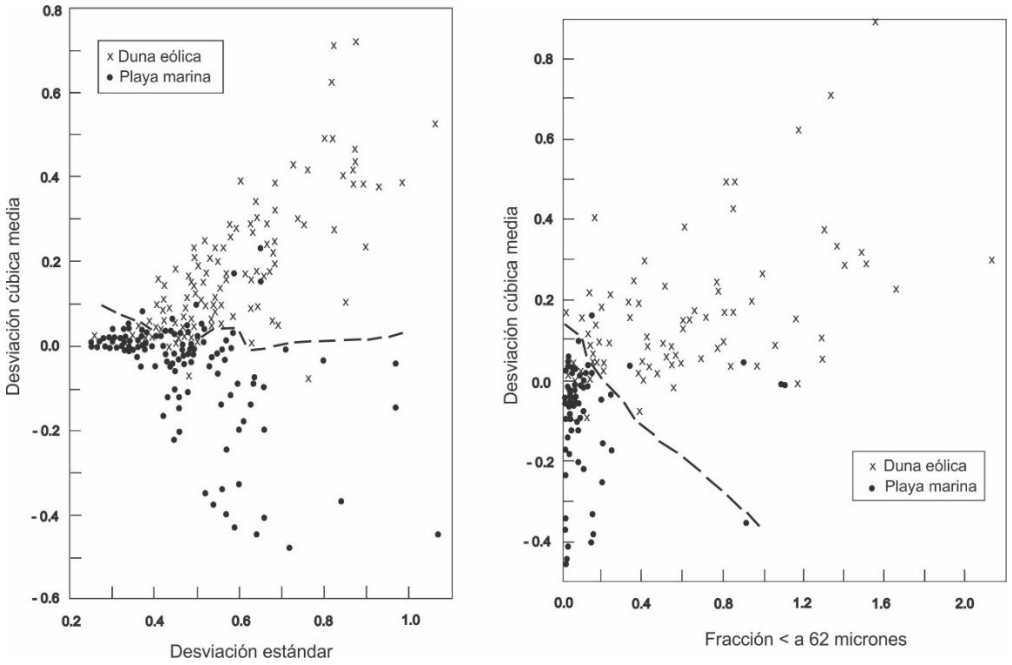


Figura 3.17. A la izquierda, separación textural entre arenas de dunas eólica y playas marinas empleando la desviación cúbica media y la desviación estándar. A la derecha similar situación, pero en este caso reemplazando la desviación estándar por el porcentaje de clastos menores a 62 micrones (ligeramente modificado de Friedman, 1979).

Otro ejemplo corresponde a las arenas pleistocenas y holocenas de la región costera del sur de Brasil, allí Sawakuchi et al. (2009) utilizaron la distribución granulométrica de minerales pesados para separar distintas generaciones de dunas y reconstruir la estratigrafía reciente del área.

Uno de los depósitos más complejos para estudios granulométricos son las acumulaciones de loess, en estos casos el retrabajo de sedimentos, que a menudo tiene implicancias paleoclimáticas, puede ser detectado a partir de estudios texturales detallados (Sun et al., 2004; Nugteren et al., 2004; Újvári et al., 2016; Vandenberghe et al., 2018).

Desde largo tiempo es conocido que gran parte de los agregados sedimentarios muestran cierta polimodalidad granulométrica (Pettijohn, 1957; Folk, 1966), la que a menudo refleja distintos mecanismos de transportes dentro de una misma corriente, o bien, cambios en la naturaleza del área de aporte. Este tema fue específicamente desarrollado en las contribuciones de Spencer (1963), Visher (1969), Ashley (1978), Eychenne et al. (2012), entre otros. Pero los estudios más amplios fueron llevados a cabo por Visher (1969) quien analizó más de 500 muestras correspondientes a la gran mayoría de los ambientes depositacionales, mostrando la polimodalidad de cada uno de ellos mediante diagramas de truncamientos (Fig. 3.18).

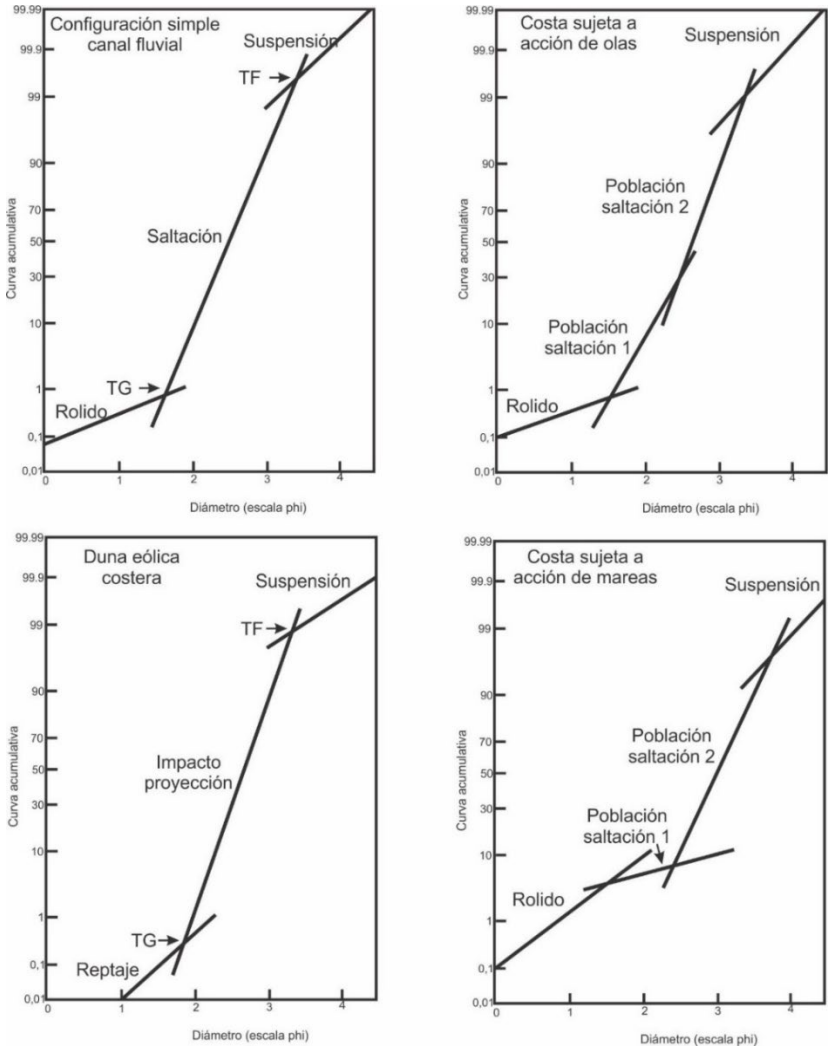


Figura 3.18. Ejemplo de los diagramas granulométricos elaborados por Visher (1969) mostrando los truncamientos correspondientes a las distintas subpoblaciones resultantes de diferentes mecanismos de transporte. TG indica la posición del truncamiento grueso y TF del truncamiento fino.

En una situación ideal, la depositación sincrónica de una corriente fluvial transportando material por rolido, saltación y suspensión, generará diagramas truncados como el que se muestra en la figura 3.18. Allí es posible reconocer dos tipos de truncamientos, el grueso que separa a la población transportada por rolido de la que lo hace en saltación, y el fino que separa saltación de granos de aquellos llevados en suspensión.

Este tipo de análisis muestra varias ventajas cuantitativas, por ejemplo, es posible establecer el porcentaje de material llevado por cada uno de los mecanismos de transporte, los valores umbrales de tamaño de grano que separan a cada población y estimar el grado de selección de cada una. Como complemento, Visher (1969) demostró que no existe un único patrón de truncamiento para cada ambiente, e incluso subambientes, dentro de un mismo contexto depositacional. Así, por ejemplo, en el ambiente marino costero Visher obtuvo considerables diferencias entre las dunas, la zona supramareal, la intermareal y la submareal. Por ejemplo, en la zona intermareal es posible encontrar diagramas con tres

truncamientos, los que contrastan con los diagramas de dos truncamientos frecuentes en la zona submareal (Visher, 1969).

En síntesis, los diagramas de truncamiento son una valiosa herramienta para la interpretación de los procesos de transporte y depositación actuando dentro de un ambiente, pero no es aconsejable emplearlo como criterio de identificación de paleoamientes sedimentarios, aunque sí para su caracterización.

Un buen ejemplo de lo antedicho es el ambiente de canales fluviales, en un caso ideal será posible obtener los tres segmentos correspondientes a las subpoblaciones de rolido, saltación y suspensión (Fig. 3.18). Sin embargo, existen importantes limitaciones para esta aseveración, por ejemplo, si la población transportada en suspensión no se deposita al mismo tiempo que los granos llevados por rolido y la saltación, obviamente la suspensión no aparecerá registrada y el diagrama mostrará un único truncamiento con dos subpoblaciones (como lo señala Visher, 1969:1077).

Otra técnica empleada en los estudios texturales es el análisis modal que consiste en la identificación, caracterización e interpretación del número de modas presentes en una muestra (Pye, 1983; Wolcott, 1988; Dias y Neal, 1990; Leys et al., 2005; Farics et al., 2017; Peng et al., 2022; Kasper-Zubillaga et al., 2022). El origen de la polimodalidad puede ser variado pero dos causas parecen ser las principales, la mezcla de áreas fuentes con distintos tipos de rocas madres o la interacción de diferentes procesos sedimentarios (Yamaguchi, 2023).

Un problema básico que debe ser tenido en cuenta en el análisis de la polimodalidad, son los criterios para la separación de distintas modas dentro de las distribuciones polimodales log-normales. Yamaguchi (2023) examinó este problema usando cuatro criterios de identificación principales: el error cuadrático medio, el criterio de información de Akaike, el criterio de información bayesiano y el R-cuadrado ajustado. De acuerdo con Yamaguchi (2023) el error cuadrático medio, aunque resulte probablemente el método más utilizado, no es el criterio más apropiado y debería ser en muchos casos reemplazado por el criterio de información de Akaike o el R-cuadrado ajustado.

Otros tipos de desarrollos matemáticos y construcción de algoritmos fueron presentados por Seidel y Hlawitschka (2015), Paterson y Heslop (2015) y Wu et al. (2020). En particular Qin et al. (2018) estudiaron la distribución de tamaños de grano para establecer los patrones de corriente marinas. Otros ejemplos del análisis polimodal aparecen en Sun et al. (2002, 2004), quienes emplearon la polimodalidad para la discriminación de arenas fluviales y eólicas y más tarde a la segmentación de sedimentos eólicos de grano fino (loess, Sun et al., 2004). Por otro lado, Xiao et al. (2009) utilizaron el análisis polimodal en sedimentos lacustres para reconocer variaciones en el nivel del agua en lagos.

Una interesante aplicación al aprovechamiento de los estudios granulométricos fue presentada por McLaren (1981) y McLaren y Bowles (1985). Las mencionadas contribuciones señalaron que las características texturales de las arenas dependerán, además del tamaño de grano de liberación de los clastos en el área fuente, de varios

factores como: 1. dinámica de la erosión, 2. depositación selectiva de determinados tamaños de grano durante el transporte y 3. depositación total del sedimento. Los resultados de estas variables aplicados al balance con el área fuente aparecen en la figura 3.19, en la que además se muestran las características granulométricas en cada caso.

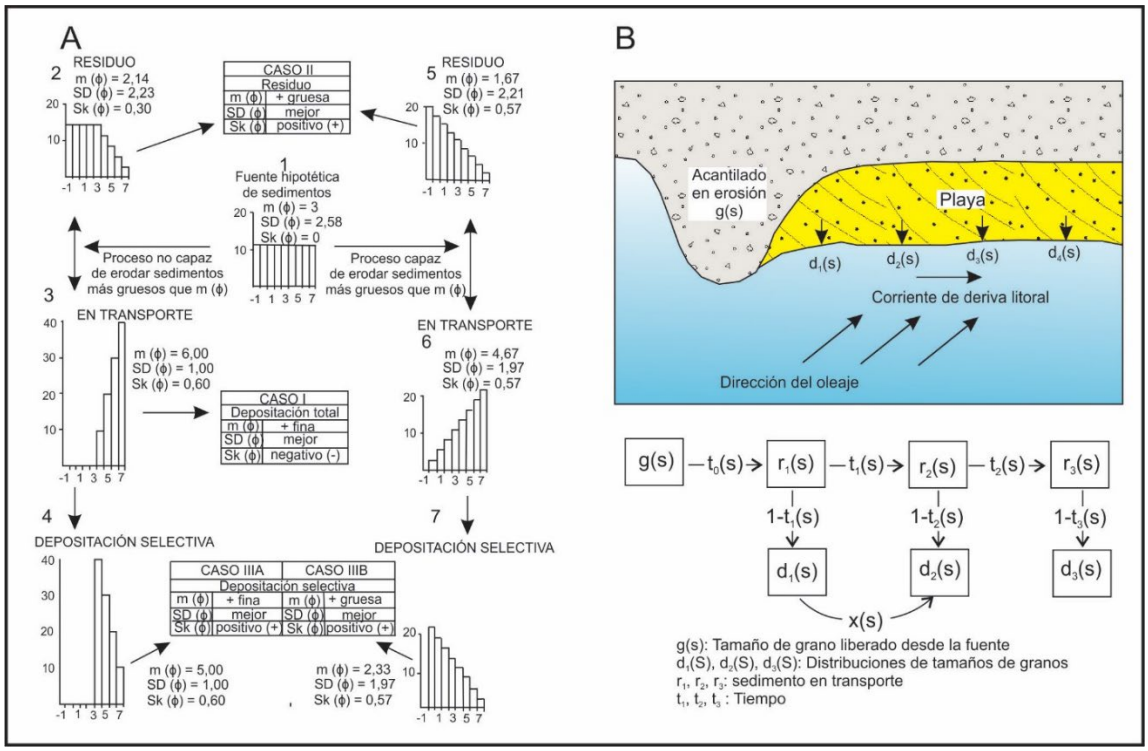


Figura 3.19. Representación de la transferencia de sedimentos (compilado de McLaren, 1981 y McLaren y Bowles, 1984): A. Variación de las distribuciones granulométricas (mostrada por histogramas) cuando una hipotética roca fuente es erosionada y los sedimentos transportados y depositados en otras áreas. B. Esquema tomado de McLaren y Bowles (1984) en el que se muestra un acantilado en erosión que libera granos de una determinada granulometría (gs) transportados y redepositados a lo largo de la playa.

Sobre la base de los modelos conceptuales presentados por McLaren (1981) y McLaren y Bowles (1985), algunos trabajos han intentado reconstruir los vectores de patrones de circulación de sedimento tanto en ambientes continentales como marino costeros (Gao y Collins, 1992, 1994; Pedreros et al., 1996).

BIBLIOGRAFÍA

AASHO (1931). AASHO Standard Specifications for Highway Bridges and Incidental Structures, American Association of State Highway Officials, Washington, D.C.

Adams, J. (1979). Gravel size analysis from photographs. Journal of the Hydraulics Division: American Society of Civil Engineers, 105(10): 1247–1255.

Allen, T. (1981). Particle size measurement. Chapman y Hall 3º edición, 678 págs.

Allen, G. P., Castaing, P., & Klingebiel, A. (1972). Distinction of elementary sand populations in the Gironde estuary (France) by r-mode factor analysis of grain-size data. Sedimentology, 19: 21-35.

Anderson, J. B., & Kurtz, D. D. (1979). "RUASA"; an automated rapid sediment analyser. Journal of Sedimentary Research, 49(2): 625-627.

Ashley, G. M. (1978). Interpretation of polymodal sediments. The Journal of Geology, 86, 411-421.

Atterberg, A. (1905). Die rationelle Klassifikation der Sandeund Kiese. Chem. Ztg, 29: 195–198.

Atterberg, A. (1909). Die Bestandteile der Mineralboden, die Analyse, Klassifikation and Haupteigenschaften der tonartigen Boden. Comptes Rendus de la Premiere Conference Internationale Agrogeologique: 289-301.

Bader, H. (1970). The hyperbolic distribution of particle sizes. Journal of Geophysical Research, 75(15): 2822-2830.

Bagnold, R. A. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. Mathuen, 266 págs. Londres.

Bagnold, R. A., & Barndorff-Nielsen, O. (1980). The pattern of natural size distributions. Sedimentology, 27(2): 199-207.

Baiyegunhi, C., Liu, K., & Gwavava, O. (2017). Grain size statistics and depositional pattern of the Ecca Group sandstones, Karoo Supergroup in the Eastern Cape Province, South Africa. Open Geosciences, 9(1): 554-576.

Barndorff-Nielsen, O. (1977). Exponentially decreasing distributions for the logarithm of particle size. En Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 353: 401-419.

Barndorff-Nielsen, O., Dalsgaard, K., Halgreen, C., Kuhlman, H., Møller, J. T., & Schou, G. (1982). Variation in particle size distribution over a small dune. Sedimentology, 29: 53-65.

Bartholdy, J., Christiansen, C., & Pedersen, J. B. (2007). Comparing spatial grain-size trends inferred from textural parameters using percentile statistical parameters and those based on the log-hyperbolic method. Sedimentary Geology, 202: 436-452.

Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., & Froyen, L. (1998). Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. Catena, 32: 193-208.

Bianchi, G.G., Hall, I.L., Mccave, I.N., & Joseph, L. (1999). Measurement of the sortable silt current speed proxy using the Sedigraph 5100 and Coulter Multisizer IIe: precision and accuracy. Sedimentology, 46: 1001–1014.

Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69: 6-19.

Blott, S. J., Croft, D. J., Pye, K., Saye, S. E., & Wilson, H. E. (2004). Particle size analysis by laser diffraction. Geological Society of London, Special Publications, 232: 63-73.

Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth surface processes and Landforms, 26: 1237-1248.

Blott, S. J., & Pye, K. (2006). Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. Sedimentology, 53(3): 671-685.

Blott, S. J., & Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. Sedimentology, 59(7), 2071-2096.

Boulton, G.S. (1978). Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology 25: 773–799.

Buscombe, D., Rubin, D., & Warrick, J. (2010). A universal approximation of grain size from images of noncohesive sediment. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 115(F2).

Buscombe, D. (2020). SediNet: A configurable deep learning model for mixed qualitative and quantitative optical granulometry. Earth Surface Processes and Landforms, 45(3): 638-651.

Butler, J. B., Lane, S. N., & Chandler, J. H. (2001). Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. Journal of Hydraulic Research, 39(5): 519–529.

BS 1377 (1990). Methods of test for soils for civil engineering purposes. Part 2 – Classification tests. First published 1948. British Standards Institution, London, 68 pp.

Cadle, R. D. (1965) Particle Size. Theory and Industrial Applications. Reinhold Publishing Corporation/Chapman & Hall Ltd., New York/London.

Campbell, C. (1998). Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. Quaternary Research, 49: 96–101.

Carbonneau, P., Bizzi, S., & Marchetti, G. (2018). Robotic photosieving from low-cost multirotor sUAS: a proof-of-concept. Earth Surface Processes and Landforms, 43(5): 1160–1166.

Das, B., & Soban, K. (2014). Principles of Geotechnical Engineering. Globel Engineering, 8º edición. Stamford.

Davis, R. O. E., & Bennett, H. H. (1927). Grouping of soils on the basis of mechanical analysis. Circular No. 419, United States Department of Agriculture, Washington, DC.

Di Stefano, C., Ferro, V., & Mirabile, S. (2010). Comparison between grain-size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. Biosystems Engineering, 106: 205-215.

Dias, J. A., & Neal, W. J. (1990). Modal size classification of sands; an example from the northern Portugal continental shelf. Journal of Sedimentary Research, 60(3): 426-437.

Douglas, I. (1969). The efficiency of humid tropical denudation systems. Transactions of the Institute of British Geographers, 1-16.

Emery, K. O. (1938). Rapid method of mechanical analysis of sands. Journal of Sedimentary Research, 8: 105-111.

Eshel, G., Levy, G. J., Mingelgrin, U., & Singer, M. J. (2004). Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. Soil Science Society of America Journal, 68(3): 736-743.

Eychenne, J., Le Pennec, J. L., Troncoso, L., Gouhier, M., & Nedelec, J. M. (2012). Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). Bulletin of Volcanology, 74(1): 187-205.

Farics, É., Farics, D., Kovács, J., & Haas, J. (2017). Interpretation of sedimentological processes of coarse-grained deposits applying a novel combined cluster and discriminant analysis. Open Geosciences, 9: 525-538.

Flemming, B. W. (2000). A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. Cont. Shelf Res., 20: 1125–1137.

Fletcher, C. C., & Bryan, H. (1912). Modification of the method of mechanical soil analysis. US Department of Agriculture, Bureau of Soils Bulletin, 84: 3–16.

Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. Journal of Geology, 62: 344–359.

Folk, R. L. (1966). A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6: 73-93.

Folk, R. L. (1971). Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. Sedimentology, 16(1-2): 5-54.

Folk, R. L. (1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company.

Fredlund, M. D., Fredlund, D. G., & Wilson, G. W. (2000). An equation to represent grain-size distribution. Canadian Geotechnical Journal, 37(4): 817-827.

Friedman, G. M. (1958). Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Geology, 66: 394-416.

Friedman, G. M. (1961) Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journal of Sedimentary Petrology, 31: 514-529.

Friedman, G. M. (1962) Comparison of moment measures for sieving and thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Sedimentary Petrology, 32: 15-25.

Friedman, G.M. (1979). Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology, 26: 3-32.

Friedman, G. M. (1996). Thin section grain size analysis revisited. Sedimentology, 43: 189-189.

Friedman, G.M., & Sanders J. E. (1978). Principles of Sedimentology. Wiley: New York.

Galehouse, J. S. (1971). Sedimentation analysis. Procedures in sedimentary petrology, 69: 94.

Gao, S., & Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". Sedimentary Geology, 81(1-2): 47-60.

Gao, S., & Collins, M. B. (1994). Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. Journal of Coastal Research, 70-78.

Ghosh, S. K., & Chatterjee, B. K. (1994). Depositional mechanisms as revealed from grain-size measures of the Palaeoproterozoic Kolhan Siliciclastics, Keonjhar District, Orissa, India. Sedimentary Geology, 89: 181-196.

Ghoshal, K., Mazumder, B. S., & Purkait, B. (2010). Grain-size distributions of bed load: Inferences from flume experiments using heterogeneous sediment beds. Sedimentary Geology, 223: 1-14.

Gilboy, G. (1931) Settlement Analysis: A Report to the Committee on Earths and Foundations of the American Society for Civil Engineers, on Investigations of Methods for Analyzing Settlements of Buildings Founded on Clay, with a Comparative Study of Theoretical and Actual Settlements on an Existing Structure. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, 274 págs.

Graham, D. J., Reid, I., & Rice, S.P. (2005). Automated sizing of coarse-grained sediments: image-processing procedures. Mathematical Geology, 37: 1–28.

Griffiths, J. C. (1967). Scientific method in analysis of sediments. McGraw-Hill, New York.

Hajek, E. A., Huzurbazar, S. V., Mohrig, D., Lynds, R. M., & Heller, P. L. (2010). Statistical characterization of grain-size distributions in sandy fluvial systems: Journal of Sedimentary Research, 80: 184–192.

Hatch, T., & Choate, S. P. (1929). Statistical description of the size properties of non-uniform particulate substances. Journal of the Franklin Institute, 207(3): 369-387.

Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments Journal of Sedimentary Petrology, 22: 125-145.

ISO 14688 (2002) Geotechnical Investigation and Testing – Identification and Classification of Soil. Part 1: Identification and Description. International Organization for Standardization, Genova.

Kasim, S. A., Ismail, M. S., & Ahmed, N. (2023). Grain size statistics and morphometric analysis of Kluang-Niyor, Layang-Layang, and Kampung Durian Chondong tertiary sediments, onshore peninsular Malaysia: implications for paleoenvironment and depositional processes. Journal of King Saud University-Science, 35(2), 102481.

Kasper-Zubillaga, J. J., Arellano-Torres, E., Álvarez-Sánchez, L. F., Delgado, L. C., Martínez-Serrano, R. G., & Baltazar-Jiménez, P. A. E. (2022). Implications of polymodal distributions in the grain size parameters of coastal dune sands (Oaxaca, Mexico). Sedimentary Geology, 437: 106189.

Kittlemanr, L. R. (1964). Applications of Rosin's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 34: 483-502.

Konert, M., & Vandenberghe, J. E. F. (1997). Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology, 44: 523-535.

Krumbein, W. C. (1935). Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. The Journal of Geology, 43(5): 482-496.

Krumbein, W. C. (1936). Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. J. Sediment. Petrol., 6: 35–47.

Krumbein, W. C. (1938). Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. Journal of Sedimentary Petrology, 8: 84-90.

Krumbein, W. C., & Pettijohn, F. J. (1938). Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts 549 págs. New York.

Krumbein, W. C., & Tisdel, F. W. (1940). Size distribution of source rocks of sediments. American Journal of Science, 238: 296-305.

Lane, E. W. (1947). Report of Subcommittee on Sediment Terminology. Transactions of the American Geophysical Union, 28: 936–938.

Lang, N., Irniger, A., Rozniak, A., Hunziker, R., Wegner, J. D., & Schindler, K. (2021). GRAINet: mapping grain size distributions in river beds from UAV images with convolutional neural networks. Hydrology and Earth System Sciences, 25(5): 2567-2597.

Leys, J., McTainsh, G., Koen, T., Mooney, B., & Strong, C. (2005). Testing a statistical curve-fitting procedure for quantifying sediment populations within multi-modal particle-size distributions. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 30(5): 579-590.

Mason, C. C., & Folk, R. L. (1958). Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. Journal of Sedimentary Research, 28: 211-226.

McCave, I. N., Bryant, R. J., Cook, H. F., & Coughanowr, C. A. (1986). Evaluation of a laser-diffraction-size analyzer for use with natural sediments. Journal of Sedimentary Research, 56: 561-564.

McCammon, R. B. (1962). Moment measures and the shape of size frequency distributions. Journal of Geology, 70: 89-92.

Middleton, A. P., Freestone, I. C., & Leese, M. N. (1985). Textural analysis of ceramic thin sections: evaluation of grain sampling procedures. Archaeometry, 27(1): 64-74.

McLaren, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. Journal of Sedimentary Research, 51: 611-624.

McLaren, P., & Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. Journal of Sedimentary Research, 55: 457-470.

Moiola, R. J., & Weiser, D. (1968). Textural parameters; an evaluation. Journal of Sedimentary Research, 38(1): 45-53.

Molner, S. G., & Maldonado, A. (1985). Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y Sedigraph. Acta Geológica Hispánica, 20: 95-102.

Muerdter, D. R., Dauphin, J. P., y Steele, G. (1981). An Interactive Computerized System for Grain Size Analysis of Silt Using Electro-Resistance: Research-Method Paper. Journal of Sedimentary Research, 51: 647-650.

Nugteren, G., Vandenberghe, J., van Huissteden, J. K., & Zhisheng, A. (2004). A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the Central Loess Plateau, China. Global and Planetary Change, 41(3-4): 167-183.

Orth, A. (1875) Bezeichnung des Sandes nach der Grösse desKornes. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1875: 551.

Osborne, T. B. (1887). The methods of mechanical analysis. Connecticut Agricultural Experiment Station Annual Report 1886: 141–158.

Otto, G. H. (1939). A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 9: 62-76

Paris, R., Naylor, L. A., & Stephenson, W. J. (2011). Boulders as a signature of storms on rock coasts. Marine Geology, 283(1-4): 1-11.

Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Journal of Sedimentary Research, 34: 840-847.

Paterson, G.A., & Heslop, D. (2015). New methods for unmixing sediment grain size data. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(12): 4494-4506

Pedreros, R., Howa, H. L., & Michel, D. (1996). Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. Marine geology, 135(1-4): 35-49.

Peng, J., Zhao, H., Dong, Z., Zhang, Z., Yang, H., & Wang, X. (2022). Numerical methodologies and tools for efficient and flexible unmixing of single-sample grain-size distributions: Application to late Quaternary aeolian sediments from the desert-loess transition zone of the Tengger Desert. Sedimentary Geology, 438: 106211.

Pettijohn, F. J. (1957). Sedimentary rocks. Harper y Brothers, Segunda edición, 718 págs. New York.

Pettijohn, F. J. (1970). Rocas Sedimentarias. J. Turner (traductor), Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 págs. Buenos Aires

Picard, M. D. (1971). Classification of fine-grained sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 41: 179–195.

Podolskij, M., Stelzer, R., Thorbjørnsen, S., & Veraart, A. E. (2016). The Fascination of Probability, Statistics and their Applications. Springer, 501 págs, Suiza.

Pye, K., (1983). Coastal dunes. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 7(4): 531–557.

Rajganapathi, V. C., Jitheshkumar, N., Sundararajan, M., Bhat, K. H., & Velusamy, S. (2013). Grain size analysis and characterization of sedimentary environment

along Thiruchendur coast, Tamilnadu, India. Arabian Journal of Geosciences, 6: 4717-4728.

Ramaswamy, V., & Rao, P. S. (2006). Grain size analysis of sediments from the northern Andaman Sea: comparison of laser diffraction and sieve-pipette techniques. Journal of Coastal Research, 1000-1009.

Roderick, G. L. (1962). A History of Particle-Size Limits. Engineering Research Institute. Iowa State University, Contribution 66-13: 1-43.

Rosin, P., & Rammler, E. (1933). The laws governing the fineness of powdered coal. Journal of the Institute of Fuel, 7: 29-36.

Rubin, D. M. (2004). A simple autocorrelation algorithm for determining grain size from digital images of sediment. Journal of Sedimentary Research, 74(1): 160–165.

Sahu, B. K. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Journal of Sedimentary Research, 34: 73-83.

Sawakuchi, A. O., Giannini, P. C. F, Martinho, C. T., & Tanaka, A. P. (2009). Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba–Jaguaruna coast, southern Brazil: depositional controls linked to relative sea-level changes. Sedimentary Geology, 222: 226-240.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación N°1, 259 págs., Buenos Aires.

Seal, R., Toro-Escobar, C., Cui, L., Paola, C., Parker, G., Southard, J., & Wilcock, P. (1998). Downstream fining by selective deposition: theory, laboratory, and field observations. En Gravel-bed Rivers in the Environment, editado por Klingeman, P.C., Beschta, R. L., Komar, P. D. & Bradley, J. B: 61-78.

Seidel, M., & Hlawitschka, M. (2015). An R-Based Function for Modeling of End Member Compositions. Math. Geosci., 47: 995-1007.

Shepard, F. P. (1954). Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. J. Sediment. Petrol., 24: 151–158.

Singer, J. K., Anderson, J. B., Ledbetter, M. T., Mccave, I. N., Jones, K. P. N., & Wright, R. (1988). An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 534–543.

Sørensen, M. (2016). On the size distribution of sand. In The Fascination of Probability, Statistics and their Applications (pp. 1-13). Springer International Publishing.

Spalletti, L. A. (1979). Diferenciación textural de arenas de playa frontal, playa distal y médano de la provincia de Buenos Aires en base a análisis estadísticos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 87-99.

Spencer, D. W. (1963). The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. Journal of Sedimentary Research, 33: 180-190.

Sperazza, M., Moore, J. N., & Hendrix, M. S. (2004). High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry: research methods papers. Journal of Sedimentary Research, 74(5): 736-743.

Stein, R. (1985). Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. Journal of Sedimentary Research, 55: 590-593.

Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., & Su, R. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. Sedimentary Geology, 152(3-4): 263-277.

Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., An, Z., Vandenberghe, J., Lu, H., ... & Liu, T., 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. Catena, 55: 325-340.

Taira, A., & Scholle, P. A. (1977). Design and calibration of a photo-extinction settling tube for grain size analysis. Journal of Sedimentary Research, 47:1347-1360.

Taira, A., & Scholle, P. A. (1979). Discrimination of depositional environments using settling tube data. Journal of Sedimentary Research, 49(3), 787-799.

Terry, J. P., & Goff, J. (2014). Megaclasts: proposed revised nomenclature at the coarse end of the Udden-Wentworth grain-size scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 84(3), 192-197.

Trask, P. D. (1930). Mechanical analysis of sediments by centrifuge. Economical Geology, 25: 581-599.

Trask, P. D. (1932). Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. Houston, Texas, 323 págs.

USDA (1993) Soil Survey Manual. Soil Survey Staff, Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18, U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, 437 pp

Udden, J. A. (1898). Mechanical composition of wind deposits. Augustana Library Publication 1. Rock Island, Illinois.

Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. Geological Society of American Bulletin, 25: 655-744.

Újvári, G., Kok, J. F., Varga, G., & Kovács, J. (2016). The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. Earth-Science Reviews, 154: 247-278.

USCS (1953). The Unified Soil Classification System. Technical Memorandum No. 3-357, Vol. 1, March 1953. US Army Corps of Engineers, Washington, DC.

Van Orstrand, C. E. (1925). Note on the representation of the distribution of grains in sands. Comitee on Sedimentation: research in Sedimentation 1924. Natl. Res. Council: 63-67.

Vandenberghe, J., Sun, Y., Wang, X., Abels, H. A., & Liu, X. (2018). Grain-size characterization of reworked fine-grained aeolian deposits. Earth-Science Reviews, 177: 43-52.

Visher, G. S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1074-1106.

Wadell, H. (1934). Some new sedimentation formulas. Physics, 5: 281-291.

Wadell, H. (1935). Volume, shape and roundness of rock particles. Journal of Geology, 40: 431-451.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30: 377-392.

Wolcott, J. (1988). Nonfluvial control of bimodal grain-size distributions in river-bed gravels. Journal of Sedimentary Research, 58(6): 979-984.

Wu, L., Krijgsman, W., Liu, J., Li, C., Wang, R., & Xiao, W. (2020). CFLab: A MATLAB GUI program for decomposing sediment grain size distribution using Weibull functions. Sedimentary Geology, 398: 105590.

Wyrwoll, K. H., & Smith G. K. (1985). On using the log-hyperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 471–478.

Wyrwoll, K. H., & Smith, G. K. (1988). On using the log-hyperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments: reply. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 161–162.

Xiao, J., Chang, Z., Si, B., Qin, X., Itoh, S., & Lomtatidze, Z. (2009). Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: evidence for lake-level changes during the Holocene. Journal of Paleolimnology, 42: 249-260.

Zhang, C., Shen, Y., Li, Q., Jia, W., Li, J., & Wang, X. (2018). Sediment grain–size characteristics and relevant correlations to the aeolian environment in China's eastern desert region. Science of the Total Environment, 627: 586-599.

Zeigler, J. M., Whitney Jr, G. G., & Hayes, C. R. (1960). Woods Hole rapid sediment analyzer. Journal of Sedimentary Research, 30: 490-495.

CAPÍTULO 4: FORMA DE CLASTOS

- *Introducción*
- *Caracterización bidimensional*
- *Texturas superficiales*
- *Caracterización tridimensional*
- *Desarrollo y perspectivas de los estudios de forma*

INTRODUCCIÓN

El interés por la caracterización de la forma de los clastos se inició tempranamente en la sedimentología desde las últimas décadas del siglo XIX y su objetivo principal era, y lo sigue siendo, su aplicación a los estudios de la dinámica de transporte y depositación en los distintos medios sedimentarios. Por otro lado, la forma de los clastos ha sido también estudiada para satisfacer normas geotécnicas, no sólo en fundaciones, sino también en especificaciones para vías férreas, carreteras, fabricación de *composites*, entre otras.

Caracterizar la forma de clastos, aunque podría parecer una tarea sencilla, es un tema complejo, que demanda largo tiempo de análisis y cuyos resultados dependen en gran medida de la metodología utilizada. Una excelente revisión acerca de la forma de clastos y nuevas propuestas de clasificación fueron presentadas por Blott y Pye (2008).

El campo de aplicación de la forma de clastos se concentra principalmente en el estudio entre la configuración de la partícula, la velocidad crítica de inicio del movimiento, los mecanismos de transporte y la variación morfológica en función distancia de acarreo. Hasta el presente, la utilización de la forma como herramienta de discriminación paleoambiental ha demostrado ser una herramienta de eficacia limitada, aunque ciertos tipos de formas son predominantes en algunos ambientes (por ejemplo, formas en plancha pentagonales en gravas de ambientes glaciares, Sharp, 1982; Bennett et al., 1997; Reineck y Singh, 2012). Aun así, durante los últimos años, los estudios de forma han incrementado progresivamente el grado de resolución y aplicación en diferentes campos de la sedimentología.

Existen una serie de factores que controlan la forma: 1. Litología, 2. morfología original del fragmento, 3. Estructura (clivaje, laminación), 4. El tamaño de grano de liberación del clasto, 5. El tipo de transporte sufrido, 6. Tiempo, distancia y tipo de meteorización durante el transporte (Krumbein y Pettijohn, 1938). Nótese que los primeros cuatro puntos señalados dependen de la roca madre y que los últimos dos del mecanismo y distancia de transporte, por lo tanto, la forma final del clasto refleja tanto el medio sedimentario como características heredadas de la roca original.

Más allá de lo dicho, el constante avance logrado en las últimas dos décadas, sobre todo utilizando análisis de imágenes para estudiar forma de clastos, permite suponer resultados promisorios en los próximos años. Por otro lado, y como se ha dicho más arriba, la forma de las partículas tiene importancia en estudios geotécnicos y, de hecho, se vuelve una característica principal en arenas para fracturas y barreras reactivas permeables (Marcus y Bond, 1999; Selley, 2000).

Antes de entrar en la caracterización morfológica de clastos, es necesario aclarar algunos aspectos terminológicos. Los autores de habla inglesa tienden a efectuar una diferenciación entre "*form*" y "*shape*" (Scasso y Limarino, 1997). La primera se reserva a la morfología que derivan de la medición de tres ejes ortogonales y que por lo tanto describen en tres dimensiones al clasto analizado (para una síntesis véase Barrett, 1980). Por el contrario, "*shape*" se refiere a aspectos bidimensionales de la forma, que por lo general se obtienen como resultado de proyecciones de contornos de las partículas. Para evitar confusiones, nosotros dividiremos al estudio de las formas de clastos en dos grupos. Por un lado, las que se focalizan en aspectos bidimensionales, que generalmente necesitan del análisis de contorno de las partículas (por ejemplo, redondez). Por el otro, aquellas que describen la forma en un sentido tridimensional ("geometricidad" o "morfometría") y por lo tanto requieren de la medición de al menos tres ejes del clasto (por ejemplo, esfericidad).

CARACTERIZACIÓN BIDIMENSIONAL

El estudio bidimensional de los clastos incluye dos aspectos principales: redondez y texturas superficiales. En lo que respecta al primero de los aspectos, aunque los primeros intentos de caracterizar la forma de partículas de sedimentos se deben a Sorby (1877), fue Wentworth (1919, 1922a,b) quien inició las caracterizaciones morfométricas ideando incluso instrumentos de medida. El citado autor utilizó la redondez y el achatamiento para describir la forma de los clastos, mediante las expresiones,

$$Rd = r_1/R \qquad F = r_2/R$$

Siendo Rd la redondez, F el achatamiento, R es el radio medio de la partícula, r_1 el radio de curvatura de la forma más aguda del vértice del clasto y r_2 es el radio de curvatura en la dirección convexa del clasto. Las expresiones sugeridas por Wentworth se aplican especialmente a partículas tamaño grava.

A la propuesta de Wentworth (1922a,b), siguieron otras como las de Trowbridge y Mortimore (1925), Lamar (1927) y Tickell (1931), Krumbein (1940, Fig. 4.1), entre otras. Estas propuestas siguieron diferentes estrategias para distintos objetivos. Por ejemplo, la de Lamar (1927) fue la primera enfocada a calcular la redondez de partículas tamaño arena y lo hacía de manera indirecta utilizando la porosidad de agregados que era dividida por 25,95 (valor teórico mínimo de porosidad para granos esféricos). Pentland (1927, en

Krumbein y Pettijohn, 1938) presentó una metodología para calcular la redondez de granos de arena. Por su parte, Tickell (1931) introdujo el cálculo de la redondez a partir de valores geométricos obtenidos por proyección de imágenes de clastos.

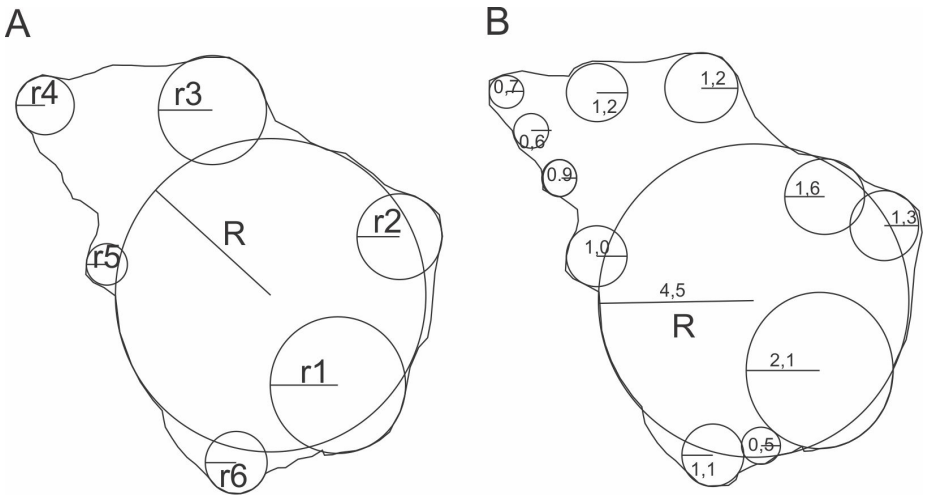


Figura 4.1. Representación esquemática de la redondez para dos clastos de silueta distinta (extraído y modificado de Krumbein, 1940).

Un considerable avance en la morfometría se alcanzó con los estudios de Wadell (1932, 1935); este autor estableció claramente la diferencia entre redondez, forma y esfericidad. En lo que respecta a la redondez, la expresó como,

$$\frac{\sum \frac{r}{R}}{N} = \Theta$$

donde r es el radio de curvatura del vértice, R el radio del mayor círculo inscripto, N el número de vértices y Θ la redondez (véase Fig. 4.1). Téngase en cuenta que en esta metodología todos los vértices de un clasto proyectado son medidos, por lo que el trabajo consume mucho tiempo. Es por ello que Dobkins y Folk (1970) propusieron la medición de únicamente el vértice más agudo del clasto, una metodología también sugerida previamente por Kuenen (1956).

Lees (1964) presentó una variante a la medición de redondez llamada angularidad, tomando la relación entre los ángulos de curvatura de los vértices y la distancia de éstos al centro de la partícula (véase también Tafesse et al., 2013),

$$A = \Sigma((180-\alpha i) * xi) / r$$

donde A es la angularidad, a_i es el ángulo de contorno, x_i es la distancia al centro del clasto y r el radio del mayor círculo inscripto.

Sukumaran y Ashmawy (2001), sobre la base de análisis de imágenes petrográficas, propusieron dos parámetros bidimensionales denominados factor de forma y factor de angularidad. Para el cálculo de estos factores se obtiene primero el perímetro del clasto y luego los segmentos que unen dos puntos de la partícula medidos cada 40° desde el centroide del grano. De esta forma se obtiene el "ángulo de distorsión" que será utilizado para el cálculo de los parámetros señalados. Una de las críticas principales que se han efectuado al cálculo de la redondez basada en la proyección de imágenes bidimensionales, es que podría no ser representativa de la redondez total de la partícula cuando se la observa tridimensionalmente. Esta afirmación es válida, y una de las maneras de sistematizar las mediciones, es el estandarizar el cálculo de la redondez al plano de máxima proyección del clasto (plano que contiene a los ejes L-I), esta metodología es frecuentemente utilizada. Pero aun usando esta metodología, en los clastos con formas muy achatadas los valores de redondez podrían apartarse significativamente de la correspondiente a la totalidad del clasto (Krumbein y Pettijohn, 1938; Swan 1974). De acuerdo con Swan (1974) una modificación a la fórmula de redondez original de Wadell (1935) podría aumentar la representatividad de la redondez cuando el clasto es rotado,

$$\frac{\frac{r1+r2}{2}}{Ri}=\Theta$$

Siendo r1 y r2 los radios de curvatura de los dos vértices más agudos de la proyección y Ri el radio del máximo círculo inscripto.

Escalas de redondez utilizando diferentes metodologías de cálculo fueron elaboradas por Russell y Taylor (1937), Krumbein (1941), Pettijohn (1957, 1963) y Powers (1953), estas escalas utilizaron términos y valores límites de clase para cada uno de los grados de redondez. Probablemente, la escala más empleada para el cálculo de la redondez por comparación visual en clastos tamaño grava fue propuesta por Krumbein (1941). El citado autor ilustró 9 clases de redondez mostradas en la figura 4.2. Una escala similar para el tamaño arena fue propuesta por Powers (1953, Fig. 4.3).

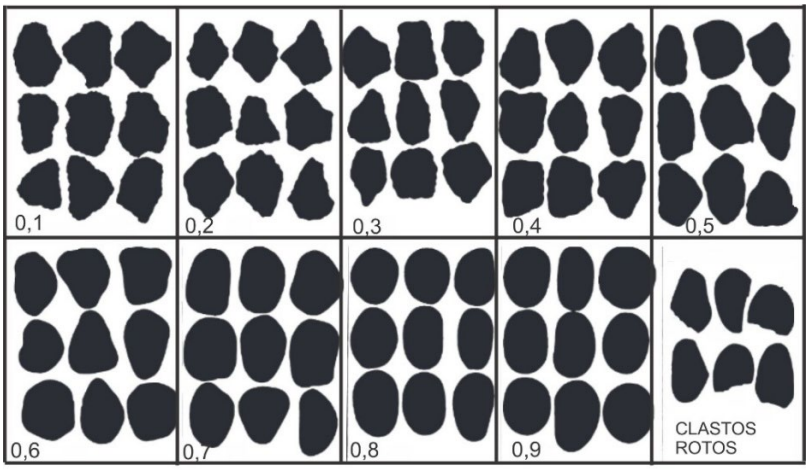


Figura 4.2. Carta de comparación visual para la determinación de la redondez en gravas de acuerdo con la escala propuesta por Krumbein (1941). Los valores numéricos indican el grado de redondez.

Por otro lado, una escala logarítmica para la caracterización de la redondez fue propuesta por Folk (1955) quien definió la escala rho, estableciendo intervalos de clases de redondez, los que fueron correlacionados con los valores de redondez de las escalas de Wadell (1935) y Powers (1953). Además, Folk (1955) propuso fórmulas para establecer la redondez media y la desviación estándar en poblaciones de muestras de arena (Tabla 4.1).

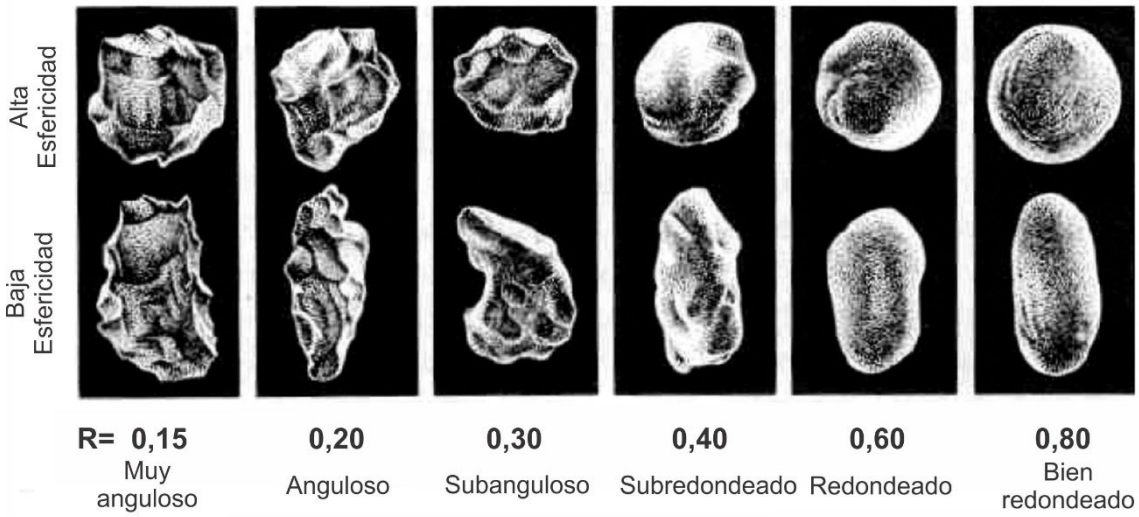


Figura 4.3. Escala de comparación visual para la redondez en arenas propuesta por Powers (1953).

Escala de Powers (no numérica)	Equivalencia en la escala de Wadell	Escala Rho (intervalo de clases)
Muy anguloso	0,12-0,17	0,00-1,00
Anguloso	0,17-0,25	1,00-2,00
Subanguloso	0,25-0,35	2,00-3,00
Subredondeado	0,35-0,49	3,00-4,00
Redondeado	0,49-0,70	4,00-5,00
Bien redondeado	0,70-1,00	5,00-6,00

Tabla 4.1. Equivalencia entre la escala logarítmica rho (Folk, 1955) y las definidas por Powers (1953) y Wadell (1935). Modificado de Folk (1955).

Una nueva metodología para el análisis de la redondez fue elaborada por Schwarcz y Shane (1969) y Ehrlich y Weinberg (1970) utilizando a las series de Fourier (véase también Beddow et al., 1977; Luerkens, 1991; Resentini et al., 2018; Chávez et al., 2020). El método consiste en asumir que la forma de un clasto puede ser reproducida por la adición de sucesivas armónicas a una función periódica, por lo general coseno o seno, y que a medida que el valor de la armónica aumenta, la calidad de reproducción de la forma real de la partícula es mayor (Schwarcz y Shane, 1969, Fig. 4.4).

Los aspectos básicos de la metodología han sido mostrados en Boggs (2009) y Bowman et al. (2000), básicamente el contorno de cada clasto es “estirado” mediante la

lectura de sucesivos radios a espaciados angulares constantes (α). Como resultado se obtiene el contorno "estirado" del clasto que se asemeja a una función periódica, el valor del radio R correspondiente a cualquier valor de α puede ser expresado según la fórmula,

$$R(\alpha) = Do/2 + \Sigma A_n \cos(n\,\alpha - \varphi n)$$

Donde R (α) es el valor del radio para cada valor de α, Do/2 es el radio promedio obtenido a partir de todos los radios medidos, A_n es el valor de la amplitud para cada orden de armónica y φ el ángulo de fase correspondiente (Fig. 4.4).

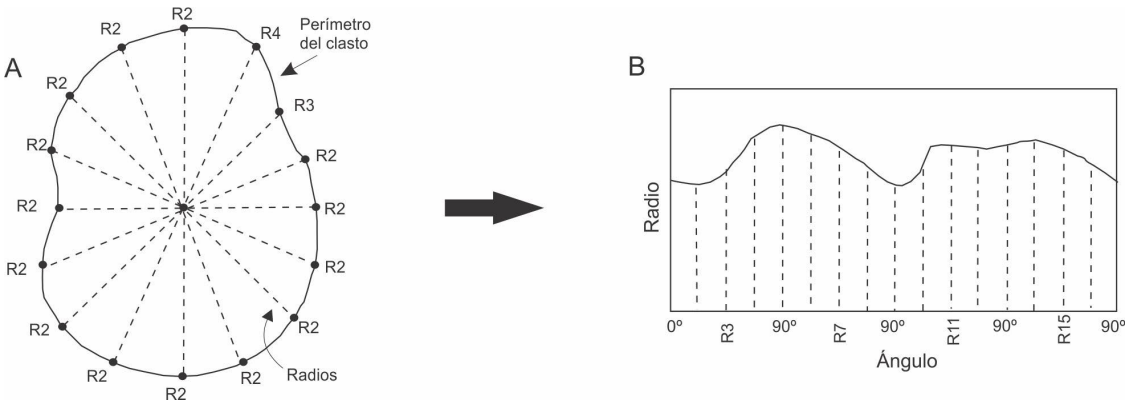


Figura 4.4. Transformación de la silueta del clasto a una representación cartesiana ("contorno estirado", modificado de Boggs, 2009)

Diepenbroek et al. (1992) compararon las clases de redondez de Krumbein (1941) con los valores de la armónica 19 utilizando series de Fourier. Los mencionados autores definieron la redondez Fourier (*P*-Fourier en Fig. 4.5) y la compararon con las clases de redondez ilustradas por Krumbein (*P*-Krumbein en Fig. 4.5). Los resultados indican que, aunque existe cierta correlación lineal, los valores de desviación estándar son muy altos, especialmente en las clases de muy alta y muy baja redondez (Fig. 4.5).

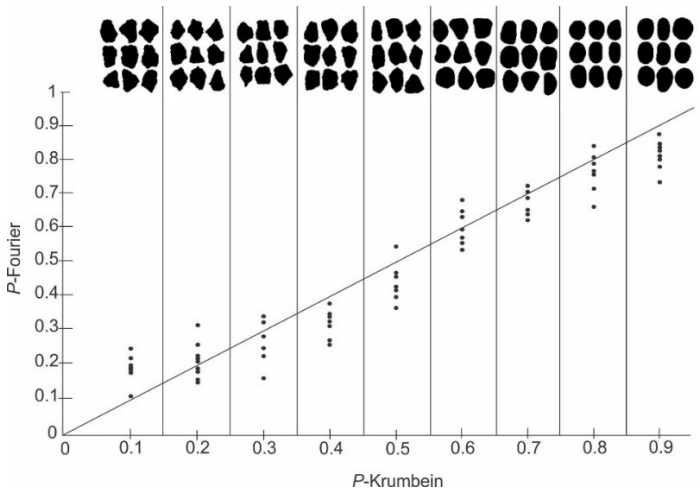


Figura 4.5. Relación entre los valores de redondez definidos por Krumbein (1941) y los obtenidos utilizando la armónica 19 en series de Fourier. Ligeramente modificado de Diepenbroek et al. (1992).

Otro parámetro de forma a menudo utilizado para caracterizar la silueta de clastos es la circularidad, la que, aunque con diferentes matices, se define como la relación entre el

perímetro del clasto y el perímetro de un círculo de la misma área que la partícula. Este parámetro es frecuentemente utilizado en análisis de imágenes para varios usos y, en ocasiones, se considera una aproximación bidimensional a la redondez de un clasto (Roussillon et al., 2009). De esta forma la circularidad se define como,

$$C = \frac{P}{\sqrt[2]{A\pi}}$$

siendo C circularidad, P perímetro del clasto y A el perímetro del círculo de la misma área.

Sin embargo, con anterioridad a la aparición del análisis de imágenes, la circularidad tuvo una definición algo distinta, ya que, en estudios petrográficos de arena, algunos autores la establecieron como la relación entre el diámetro menor y mayor del clasto visto al microscopio. Nótese que en este caso los ejes no deben considerarse equivalentes al mayor y menor utilizados por Sneed y Folk (1958) como índice de achatamiento en gravas. Sino simplemente al eje mayor y el más largo perpendicular a éste observados al microscopio.

Por otro lado, Takashimizu y Iiyoshi (2016) emplearon el análisis de imágenes para caracterizar la circularidad, y a partir de ella definir una nueva manera de calcular la redondez de clastos. Desde el punto de vista conceptual, los mencionados autores partieron de la definición original de Cox (1927) para la circularidad,

$$C = 4\pi.\ A/P^2$$

y propusieron un nuevo parámetro de forma al que denominaron “redondez” como,

$$R = C + (C_{pc} - C_{ar}) = Rc$$

En este libro, para evitar confusiones, denominamos a este tipo de redondez como “redondez calculada a partir de la circularidad” (Rc), siendo C_{pc} el máximo valor de circularidad (círculo perfecto) y C_{ar} a la relación de aspecto (*aspect ratio* en análisis de imágenes). La figura 4.6, ligeramente modificada de Takashimizu y Iiyoshi (2016), muestra las relaciones entre el perímetro (P), el área (A) y la redondez calculada a partir de la circularidad (Rc), manteniendo al área constante y variando el perímetro o bien manteniendo el perímetro constante y variando el área.

Un camino alternativo para caracterizar la forma de los clastos es el análisis fractal, técnica introducida en sedimentología por Orford y Whalley (1983), Whalley y Orford (1989, 2011). Los fundamentos matemáticos de esta técnica están más allá de las posibilidades de esta obra, pero se remite al lector interesado al libro de Korvin (1992, 2023) donde los fundamentos y aplicación de los fractales a la geología son analizados en detalle.

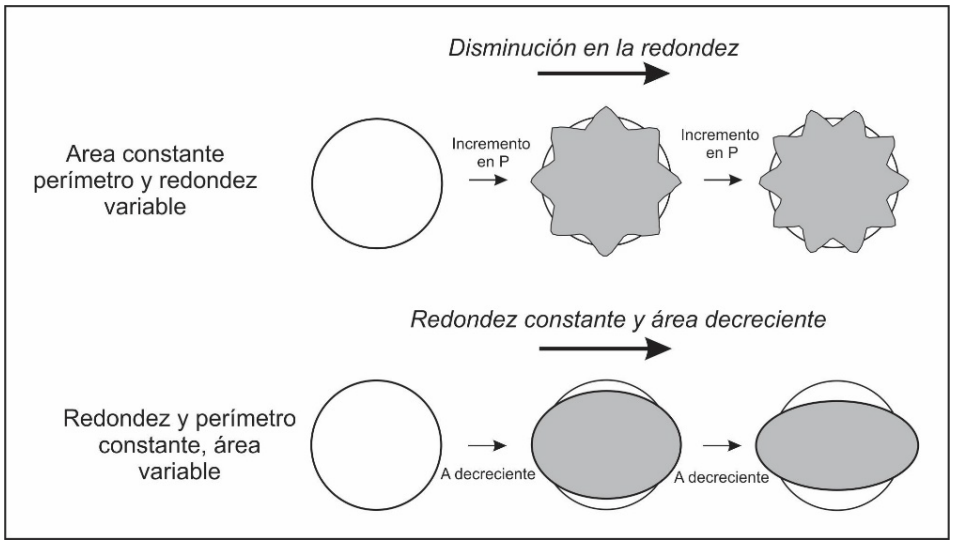


Figura 4.6. Representación esquemática de la Redondez definida a partir de los valores de circularidad, nótese como según el caso la redondez varía con el incremento en P (perímetro) o con la disminución en A (área). Modificado de Takashimizu y Iiyoshi (2016).

Una interesante y primera aproximación al significado de los fractales en la medición de la forma de clastos, puede curiosamente obtenerse de las longitudes de costas marinas presentadas por Mandelbrot (1977, 1983), redibujadas por Richardson (inédito) e ilustrados por Orford y Whalley (1983). El diagrama de la figura 4.7 muestra como la longitud de un tramo de costa es mayor al ser más detallada la escala, nótese como en cada caso las pendientes difieren y que siempre son negativas.

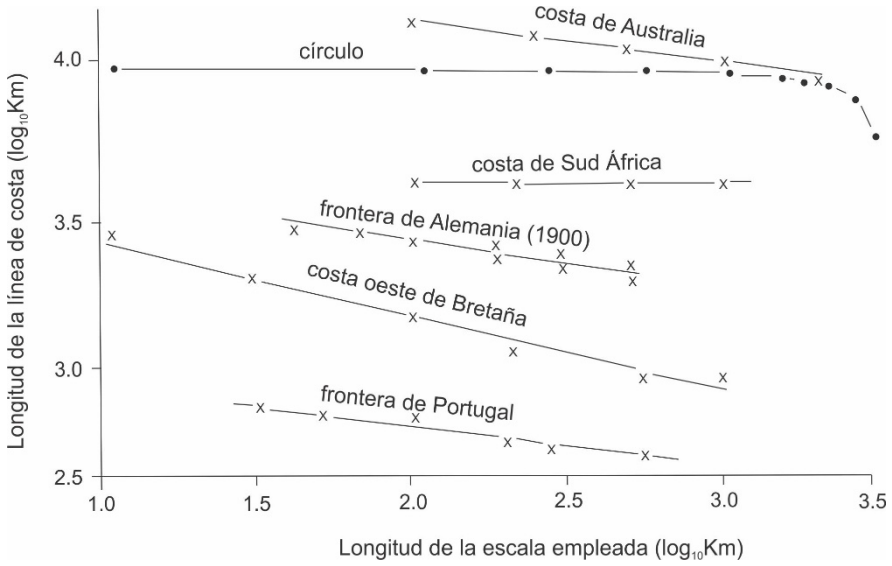


Figura 4.7. Ejemplo del comportamiento fractal al variar la escala de trabajo para la longitud de costas en diferentes partes del planeta. De Orford y Whalley (1983).

Algo similar ocurre cuando se pretende determinar el perímetro de un clasto (cf. longitud de la costa) utilizando diferentes escalas. Por ejemplo, el perímetro P1 calculado

a partir de un segmento de longitud constante S1, será mayor que el perímetro P2 obtenido con un segmento más pequeño S2, y en general se cumplirá que,

$$\text{si } S_1 > S_2 > S_3 > \ldots\ldots > S_{n+1}$$
$$\text{entonces } P_1 < P_2 < P_3 \ldots . < P_{n+1}$$

Si se grafican los valores de perímetros obtenidos para cada uno de los segmentos, los valores se ajustarán a una recta con pendiente negativa (Fig. 4.8), de la que puede derivarse el valor fractal del clasto según la fórmula,

$$F = 1 - P$$

Donde F es el valor fractal y P la pendiente de la recta, la que recuérdese es negativa. Para formas bidimensionales, el fractal variará entre valores comprendidos entre 1 y 2 según aumente la irregularidad de la forma (Fig. 4.9). Diversos aspectos sobre el cálculo de la dimensión fractal de clastos han sido discutidos por Bérubé y Jébrak (1999), Orford y Whalley (1983, 1987), Dellino y Liotino (2002), Whalley y Orford (2011), entre otros.

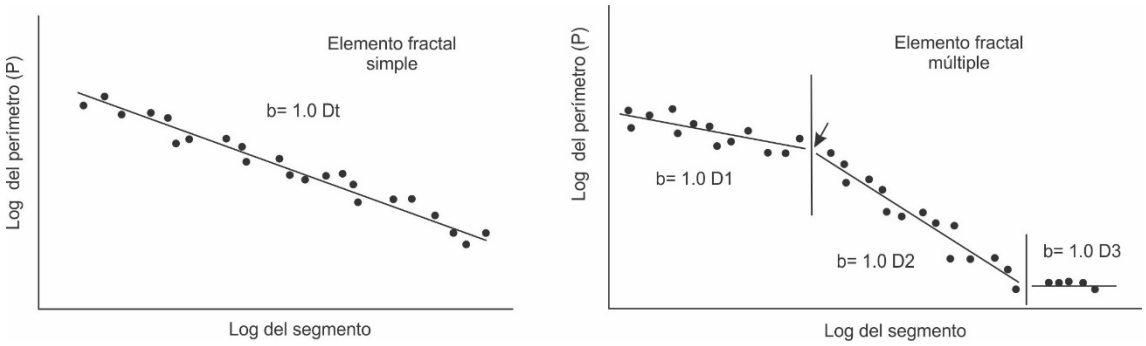


Figura 4.8. Relación fractal entre el perímetro de un clasto (P) y el segmento utilizado para su medición. Nótese dos situaciones diferentes, a la izquierda un clasto caracterizado por único valor fractal (elemento fractal simple), a la derecha una recta truncada que caracteriza forma de clastos representadas por dos valores fractales (para explicación de la diferencia véase el texto, ligeramente modificado de Orford y Whalley (1983).

La razón de porque algunas formas de clastos pueden ser caracterizadas por un único valor fractal, mientras que otras necesitan de dos fractales (bifractalidad) fue discutida por Orford y Whalley (1983). En el caso de la bifractalidad se reconoce dos tipos de números fractales. Por un lado, el correspondiente al llamado "fractal textural" (D1 en Fig. 4.8) y, por el otro, el "fractal estructural" (D2 en Fig. 4.8). El fractal textural es el que describe la forma general del clasto y el que caracteriza a los granos de formas unifractales.

Clastos bifractales sólo se presentan en granos con dos componentes de forma, uno que describe en general el perímetro del clasto (fractal textural) y el segundo correspondiente a irregularidades de menor escala (fractal estructural). En la figura 4.9 sólo la forma D presenta bifractalidad.

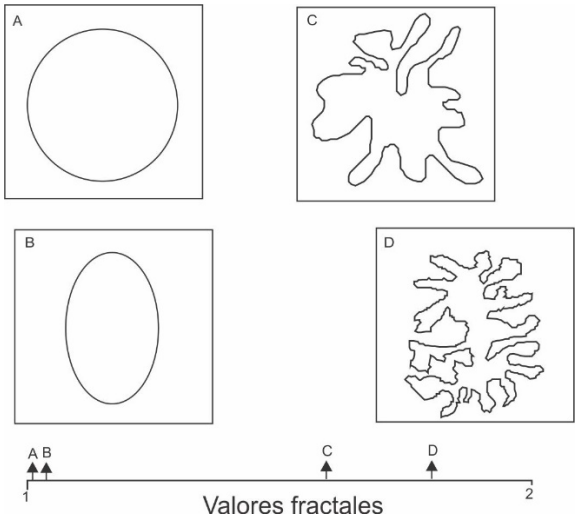


Figura 4.9. Representación esquemática de valores fractales para algunas formas de clastos. Obsérvese que el valor fractal en el espacio bidimensional varía entre 1 y 2 y que aumenta a medida que lo hacen las irregularidades del grano. Tomado de Orford y Whalley (1983).

Un nuevo parámetro para la caracterización de proyecciones de clastos fue propuesto por Blott y Pye (2008), se trata de la "irregularidad" que mide la magnitud de pequeñas concavidades y convexidades que muestra el perímetro del clasto. Es probable que esta medición sea eficiente para caracterizar las entrantes y salientes de menor escala que muestran las partículas y, por lo tanto, guarde relación con el fractal estructural de formas bifractales antes considerada. La expresión matemática de la "irregularidad" de acuerdo con Blott y Pye (2008) es,

$$I_{2d} = \Sigma\ (y - x)/y$$

donde I_{2d} corresponde a la irregularidad bidimensional de clastos, x es la distancia desde el centro del mayor círculo inscripto al punto de concavidad más cercano e y la distancia similar pero medida hasta la proyección del perímetro proyectado del clasto.

El uso de diferentes técnicas para calcular la redondez (series de Fourier, análisis fractal, análisis de componentes principales, geometría discreta, análisis de imágenes, entre otras) ha sido evaluado por Kennedy y Lin (1986), Colosimo y Pacella (2007), Blott y Pye (2008), Roussillon et al. (2009), Tafesse et al. (2013). Por ejemplo, Szmańda y Witkowski (2021) aplicaron el análisis automático de forma granos (*Morphology G3SE system*) a las siluetas propuestas por Krumbein (1941) en su diagrama de comparación visual. Las conclusiones del trabajo presentado por Szmańda y Witkowski (2021) muestran que por el momento no es posible establecer una correspondencia entre ambos métodos ya que una misma silueta de clasto podría corresponder a diferentes clases según la metodología aplicada.

Los estudios de redondez se han aplicado con diferente éxito a distintos objetivos, los que van desde evaluar su modificación por efecto del transporte (Carey y Sigurdsson, 2000), su utilidad como discriminadores ambientales (Brown et al., 1980; Larriestra, 1987; Haines y Mazzullo, 1988; Mazzullo et al., 1988; Barclay y Buckingham, 2009;

Livsey et al., 2013; Sochan et al., 2015; Suzuki et al., 2015), de proveniencia (Mazzullo y Magenheimer, 1987; Dellino y Liotino, 2002; Farics et al., 2017) e incluso como indicadores paleoclimáticos (Patro y Sahu, 1977; Dowdeswell, 1982; Pye y Mazzullo, 1994).

Por ejemplo, en lo que respecta a la distancia de transporte, la variación en la redondez de clastos transportados como carga de lecho en canales fluviales ha sido investigada por varios autores (Kuenen, 1956; Mills, 1979; Barudžija et al., 2020; Gale, 2021; entre muchos otros). Los estudios indican que la redondez aumenta en forma logarítmica con la distancia de transporte aguas abajo, pero la magnitud del incremento depende fuertemente de la composición litológica del clasto y de la energía del sistema fluvial (Wentworth, 1922a,b; Kuenen, 1956; Sneed y Folk, 1958; Mills, 1979; Lukas et al., 2013; Barudžija et al., 2020; Gale, 2021; Pokhrel et al., 2024, Fig. 4.10).

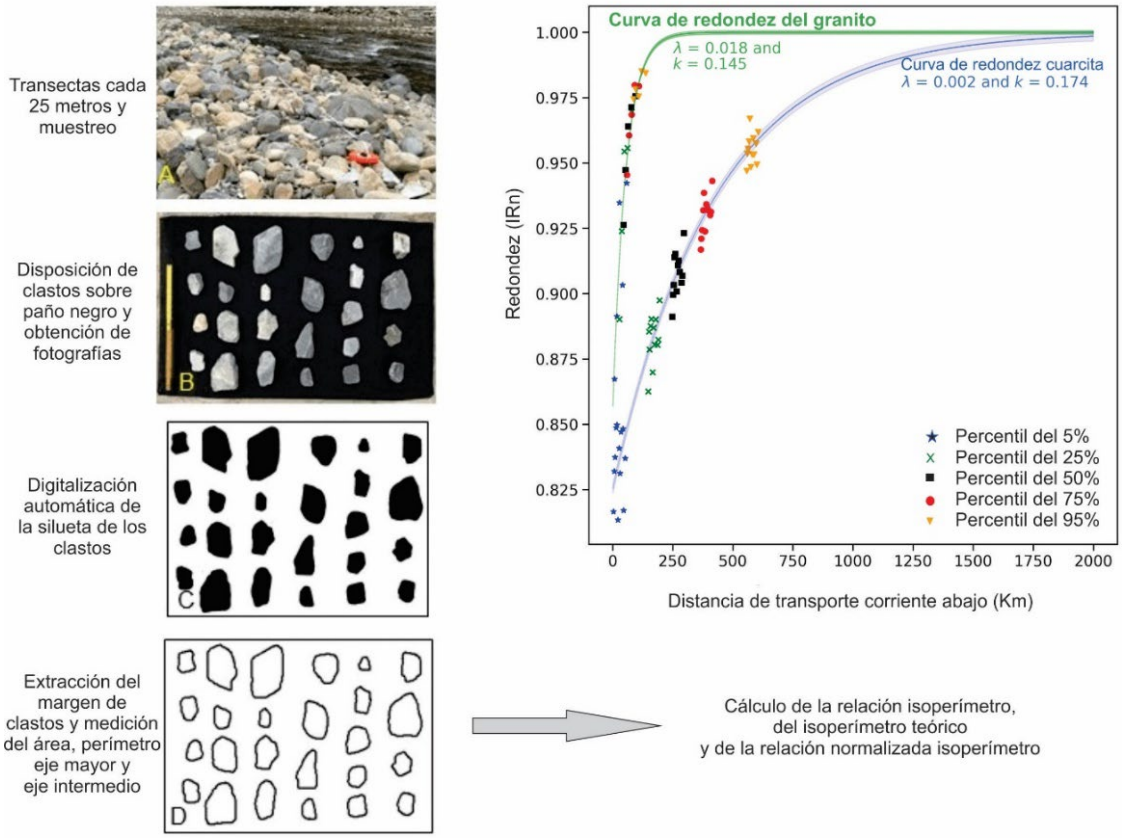


Figura 4.10. A la izquierda síntesis de la metodología utilizada para la medición de la redondez de guijarros. A la derecha variación del índice IRn con la distancia en ríos del Himalaya. Nótese como este índice aumenta en forma exponencial con la distancia de transporte y que su valor se encuentra fuertemente influenciado por la litología del guijarro (ligeramente modificado de Pokhrel et al., 2024).

En algunos casos, especialmente en ríos de alta energía, el impacto entre granos puede producir un patrón en "diente de sierra" (saw-toothed pathway, Gale, 2021) que se sobreimpone al contorno general del clasto. En este caso, la redondez muestra dos

componentes, similares a los componentes fractales previamente descriptos (textural y estructural). Como bien señalara Gale (2021) la máxima redondez de una población de gravas en un río se alcanza como resultante del equilibrio dinámico entre la abrasión (aumento de la redondez) y la angularidad introducida por la rotura (disminución de la redondez).

Pokhrel et al. (2024) calcularon el aumento de la redondez durante transporte prolongado en sistemas fluviales de largo recorrido en el Himalaya (Fig. 4.10). Los autores utilizaron para el cálculo de la redondez la razón isoperimétrica normalizada (IRn), que relaciona el área de un guijarro (A) con su perímetro (P). Con esta metodología, y en forma similar a lo propuesto en el esquema de redondez de Krumbein (1941), el valor máximo del IRn es 1.

El IRn aumenta en forma exponencial con la distancia y su valor se encuentra fuertemente controlado por la litología del clasto. De esta forma, el coeficiente de redondez para guijarros de granito es 9 veces mayor que el de los guijarros de cuarcita (Pokhrel et al., 2024, Fig. 4.10).

TEXTURAS SUPERFICIALES

Otro aspecto importante de la forma de clastos son las llamadas texturas superficiales, las que corresponde a rasgos menores que se forman sobre la superficie de los clastos y brindan información sobre una gran variedad de aspectos, desde relacionados a los mecanismos de transporte y depositación hasta aquellos referidos a la diagénesis.

La escala de trabajo varía según el tamaño de los clastos, en el caso de las gravas su caracterización es tanto megascópica como microscópica. Por el contrario, las texturas superficiales en granos de arena, limo y arcilla se resuelven básicamente empleando el microscopio electrónico de barrido y menos frecuentemente el electrónico de transmisión (Tabla 4.2).

Las texturas superficiales de tamaño megascópico incluyen estriaciones, clavos, facetamientos, muescas, figuras de percusión y ventifactos, entre otras (Fig. 4.11). Las estriaciones son muy frecuentes en ambientes glaciales y producidas por el roce con el sustrato rocoso o entre clastos, sobre todo en tills basales. De acuerdo con su orientación pueden dividirse en paralelas, subparalelas o entrecruzadas y por su morfología en estrías pequeñas (pocos centímetros de largo, por lo general ancho inferior a 1 mm y muy pandas) o grandes (varios centímetros de largo, por lo general de ancho superior a 1 mm y pandas).

El facetamiento es también un rasgo muy frecuente, aunque no exclusivo del ambiente glacial pues en ambientes eólicos los ventifactos muestran también caras facetadas. Sin embargo, la asociación entre clastos facetados y estriados indica casi inequívocamente transporte por efecto del hielo.

Desde el advenimiento del microscopio electrónico de barrido, el estudio de las texturas superficiales en arenas cobró gran auge, y atlas ilustrando distintos tipos de texturas dieron un gran impulso a esta línea de investigación (Krinsley y Doornkamp, 1973; Le Ribault, 1977; Mahaney, 2002). La tabla 4.2 sintetiza las texturas superficiales más comunes en granos de cuarzo tamaño arena, tales como estrías, surcos, muescas, facetamientos, fracturas concoides, marcas escalonadas y marcas en "v", entre otras.

En muchos casos las texturas superficiales han sido utilizadas como indicadores de condiciones paleoambientales, principalmente vinculadas a la energía del ambiente (Krinsley y Donahue, 1968; Krinsley y Doornkamp, 1973; Sáinz et al., 1984; Trombotto, 1985; Costa et al., 2012; Immonen, 2013; Vos et al., 2014; Hossain et al., 2020; Itamiya et al., 2022).

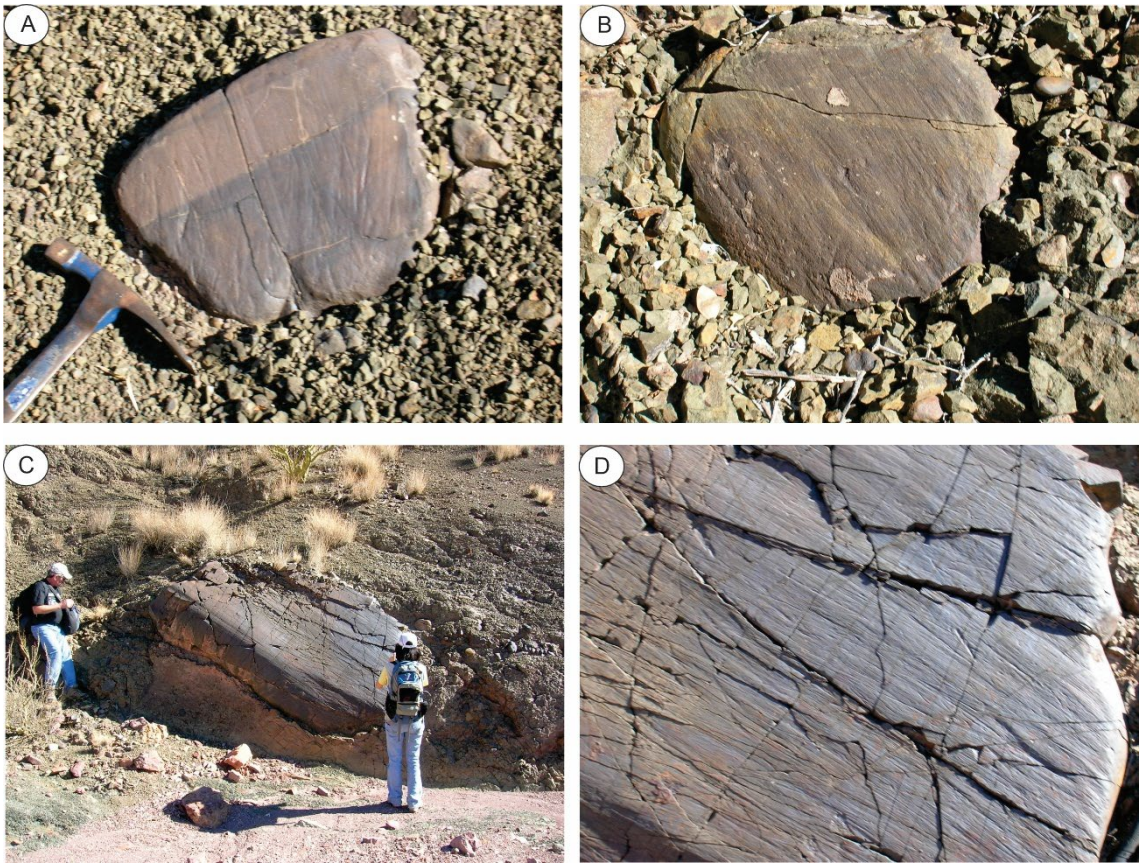


Figura 4.11. Ejemplo de estriaciones y clastos facetados en unidades carboníferas del noroeste argentino (Cuenca Calingasta-Uspallata): A y B. Clastos facetados y estriados de origen glacial; C. Vista general de un clasto contenido en una tillita glacial neopaleozoica; D. Detalle del clasto de la foto C mostrando las estrías y pequeños clavos.

Existe acuerdo generalizado en que es el conjunto de las texturas superficiales, y no una textura en particular, el que puede dar una idea de las condiciones energéticas del medio. Por otro lado, el origen de estos rasgos no siempre es mecánico y, en muchos casos, pueden presentar origen químico. De hecho, formas tales como hoyos de disolución, canales, algunas formas en "V", glóbulos silíceos y florescencias silíceas, entre otras, resultan principalmente de origen químico (diagenético).

Texturas superficiales megascópicas	
Estrías	Frecuentes en ambientes glaciales, en secuencias deformadas debería descartarse origen tectónico.
Surcos	De mayor ancho que las estrías suelen aparecer en pavimentos de bloques estriados de origen glacial.
Clavos y muescas	Pequeños pozuelos generados por abrasión en ambiente glacial o por choque entre clastos en ambiente fluvial de alta energía (también llamadas marcas de percusión y en media luna). Krinsley y Donahue (1968)
Facetamiento	Superficie pulida por abrasión, la asociación facetamiento-estrías es una fuerte evidencia de origen glacial. Krinsley y Donahue (1968)
Ventifactos	Tipo de facetamiento producido por la abrasión de partículas llevadas por el viento
Textura en panal	Textura superficial descripta sobre algunos ventifactos que no desarrollan superficies planas
Texturas superficiales microscópicas	
Fracturas concoideas	Se clasifican de acuerdo a su tamaño. Krinsley y Donahue (1968), Sainz et al. (1984), Torcal et al. (2013), Vos et al. (2014)
Escalones paralelos	Escalonamiento en clastos de cuarzo pueden variar desde paralelos a subparalelos. Krinsley y Donahue (1968), Sáinz et al. (1984), Trombotto (1985), Caballero y Capra (2011), Torcal et al. (2013)
Escalones arqueados	Formas escalonadas arqueadas. Krinsley y Donahue (1968)
Estrías	Desde orientadas hasta dispersas al azar. Trombotto (1985)
Marcas arqueadas	Desde acanaladuras hasta estrías arqueadas y en media luna. Ly (1978), Vos et al. (2014)
Formas en "v"	Acanaladuras por lo general pequeñas en "v" Krinsley y Donahue (1958), Sáinz et al. (1984)
Formas en V orientadas	En algunos casos de origen químico. Margolis y Krinsley (1971)
Textura en panal	Faceta "picoteada" sobre la superficie del clasto. Krinsley y Donahue (1968), Sáinz et al. (1984)
Cúpulas	Concavidades en forma de plato o depresiones.
Placas imbricadas	Placas levantadas y sobrepuestas en una dirección. Margolis y Krinsley (1971), Trombotto (1985)
Microbloques	Pequeños bloques contenidos dentro de un clasto generados por acción mecánica o química. Whalley y Krinsley (1974), Sáinz et al. (1984)
Agrietamientos estrellados	En ocasiones llamados marcas en triletes. Culver et al. (1983)
Vermiculaciones	Configuración de marcas en forma de medialuna, pueden resultar de origen mecánico o químico Bull et al. (1980); Barbaroux (1982)
Canales de disolución ramificados	De origen químico, pequeños canales irregulares interconectados. Manker y Ponder (1978)

Tabla 4.2. Algunas de las principales texturas superficiales.

Aunque la mayor parte de los estudios de texturas superficiales en arenas enfocados a la caracterización ambiental fueron hechos en ambientes glaciarios, eólicos y marinos (Margolisy y Krinsley, 1971; Trombotto, 1985; Mazzullo y Ehrlich, 1983; Marshall et al. 2012), recientemente han sido también caracterizados ambientes aluviales, depósitos de

flujos de detritos y aún lacustres (Helland et al., 1997; Narayana et al., 2010; Caballero y Capra, 2011). Por otro lado, el estudio de las texturas superficiales en piroclastos, utilizando microscopio electrónico de barrido, es una herramienta empleada con alguna asiduidad (Heiken, 1972; Sheridan y Marshall, 1983, 1987; Sheridan y Kortemeier, 1987).

CARACTERIZACIÓN TRIDIMENSIONAL

Dentro del campo de la caracterización tridimensional existe un gran número de parámetros de forma, los que se sintetizan en la Tabla 4.3. Se puede notar que aún para un mismo índice existen diferentes expresiones de cálculo. Un buen ejemplo es la esfericidad, para la que se han señalado al menos 4 propuestas de cálculo diferentes, aunque la definición original de Wadell (1934, 1935) y la esfericidad de máxima proyección (Sneed y Folk (1958) son las más utilizadas (Tabla 4.3).

La esfericidad, tal cual la concibiera Wadell (1934, 1935), es la medida en que una partícula se aproxima a ser una esfera y fue expresada como,

$$\Psi = s/S$$

Donde Ψ es la esfericidad, s la superficie de la esfera del mismo volumen del clasto y S la superficie del clasto. Debido a la evidente dificultad de obtener la superficie del clasto, para partículas tamaño grava Wadell propuso la esfericidad operacional (Ψo) como la relación entre el volumen de la partícula (Vp) y el de la menor esfera que lo circunscribe (Ve).

$$\Psi o = \sqrt[3]{\frac{Vp}{Ve}}$$

La Ψo permite un rápido cálculo de la esfericidad del clasto, ya que el volumen de la partícula puede ser obtenido fácilmente por el desplazamiento de agua al ser sumergido en una probeta y el de la esfera que lo circunscribe corresponde al diámetro mayor L.

Una aproximación bidimensional a la esfericidad para partículas tamaño arena fue propuesta por Wadell (1934, 1935), el citado autor definió el grado de circularidad como,

$$\Theta = c / C$$

Donde Θ es el grado de circularidad, c es el área de la circunferencia de un círculo de la misma área del plano proyectado del clasto y C es el área de la circunferencia que contiene al clasto.

Krumbein (1941) propuso una nueva forma de expresar la esfericidad utilizando únicamente los tres ejes del clasto, denominada esfericidad de intersección que se define como,

$$\Psi i = 3\sqrt{\frac{S.I}{L^2}}$$

Donde Ψi es la esfericidad de intersección, S, I y L los ejes más pequeño, intermedio y mayor del clasto respectivamente. Tiempo después, Sneed y Folk (1958) definieron a la esfericidad de máxima proyección (Ψp) como una medida de equidimensionalidad,

$$\Psi p = \sqrt[3]{\frac{S^2}{L \cdot I}}$$

Nótese que la definición relaciona el cociente entre una esfera de igual volumen que la partícula y la esfera con la misma área del plano de máxima proyección. Este cociente, según Sneed y Folk (1958), expresa mejor el comportamiento de las partículas durante el transporte y depositación ya que las mismas tenderían a orientarse con el plano de máxima proyección normal al flujo.

Una visión algo diferente de la esfericidad fue propuesta por Aschenbrenner (1956) quien caracterizó a la forma del clasto según tres ejes que se interceptaban perpendicularmente: H alto del clasto, L largo de la base plana y M eje paralelo a la base plana y perpendicular a L. Nótese que estos ejes no corresponden exactamente a los ejes L, I y S previamente descriptos y utilizados por la mayoría de los autores. En la concepción de Aschenbrenner (1956) la forma del clasto se asemeja más a un tetradecaedro que a un elipsoide y por lo tanto su "esfericidad de trabajo" se expresa como,

$$\Psi s = Ss/Sr$$

donde Ψs es la esfericidad de trabajo, Sr es la superficie del tetradecaedro definida por los tres ejes arriba citados y Ss es la superficie de la esfera del mismo volumen del tetradecaedro. Desarrollando la fórmula se obtiene,

$$\Psi s = \frac{12{,}2\ \sqrt[3]{Q.P^2}}{1 + p(1+q) + 6\sqrt{1 + p^2(q^2 + 1)}}$$

Donde P = S/M (cociente entre los ejes menor y medio del clasto utilizando los ejes tradicionales) y q = M/L (cociente entre el eje medio y mayor del clasto).

Por otro lado, la esfericidad de Aschenbrenner (1956) ha sido empleada para establecer la relación entre las formas definidas en el diagrama de Zingg (1935) y otros parámetros como el parámetro de forma de Williams (1965).

Es importante destacar que la esfericidad (incluyendo sus diferentes definiciones) no es el único parámetro de forma tridimensional. Por el contrario, se han definido varios

otros índices con diferentes objetivos. Por ejemplo, Dobkins y Folk (1970) utilizaron el "OP index" (índice oblado-prolado) como el cociente (Fig. 4.12),

$$OP= (L-I)/(L-S)$$

los mismos autores presentaron una variante del índice OP para formas altamente irregulares (véase Dobkins y Folk, 1970: 1188),

$$OP = \frac{10\left(\frac{L-I}{L-S}-0{,}5\right)}{S/L}$$

siendo L, I y S los ejes mayor, intermedio y menor del clasto. Estos índices fueron utilizados por los autores antes mencionados para discriminar entre gravas de playa (incluyendo alta y baja energía) y fluviales.

Otro índice de uso relativamente frecuente, especialmente con aplicación geotécnica, es el definido por Corey (1949, inédito) definido como,

$$CSI = S/\sqrt{LI}$$

siendo CSI el valor del índice, L, M y S los valores de los ejes mayor, intermedio y menor, respectivamente. Cuando se analizan los valores de CSI obtenidos para poblaciones relativamente grandes de clastos, se observa que existe una mayor relación de este parámetro con el índice OP propuestos por Sneed y Folk (1958), lo que permite una adecuada distinción de categorías morfométricas (véase Illenberger, 1991).

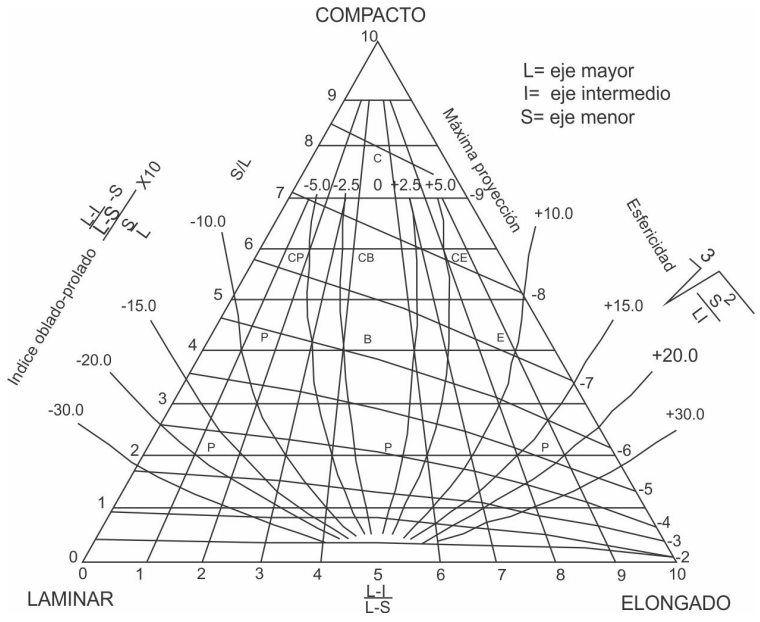


Figura 4.12. Diagrama de clasificación morfométrica de clastos propuesto por Dobkins y Folk (1970).

Parámetro	Definición	Comentarios
Redondez (Wentworth, 1919)	ds/Ls	Solamente el ángulo más agudo
Redondez (Wentworth, 1922a,b)	ds/(L+I)/2	Solamente al ángulo más agudo, tiene en cuenta la influencia de la esfericidad
Índice de achatamiento (Wentworth, 1922a,b)	L+I/2S	Utiliza los ejes de clastos medidos con calibre
Circularidad de Cox (1927)	$4\pi A/P^2$	Cox llamó a este índice también redondez
Redondez (Wadell, 1932)	{(ΣDi)/n}/Di	Solamente tiene en cuenta las parte convexas
Índice de intercepción de esfericidad (Krumbein (1941)	$(IS/L^2)^{1/3}$	Utiliza para su cálculo los tres ejes principales del clasto
Circularidad de Riley (1941)	$(Di/Dc)^{1/2}$	Se refiere a los diámetros inscriptos en los círculos
Redondez (Cailleux, 1947)	Ds/L	Solamente el ángulo más agudo, fuerte influencia de la esfericidad
Índice de forma Corey (1949)	$S/(LI)^{1/2}$	Muy usado en estudios de geotécnica
Proyección de esfericidad máxima (Folk, 1955)	$(S^2/LI)^{1/3}$	Véase también Sneed y Folk (1958)
Redondez (Kuenen, 1956)	ds/I	Similar a Cailleux (1947) pero tiene en cuenta el eje intermedio (no el mayor)
Esfericidad de Aschenbrenner (1956)	$12{,}8(P^2Q)^{1/3}$ /1+p(1+Q)+6{1+P^2(1+Q2) }$^{1/2}$	Para el cálculo de los parámetros utilizados véase Aschenbrenner (1956)
Factor de forma de Aschenbrenner (1956)	LS/I^2	Utiliza los ejes de clastos medidos con calibre
Factor de forma de Janke (1966)	S/{(L2+I2+S2)/3}$^{1/3}$	Utiliza los ejes de clastos medidos con calibre
Índice Prolado/oblado Dobkins y Folk (1970)	10(L-I)/L-S-0,5)/S/L	Utiliza los ejes de clastos medidos con calibre
Análisis de series de Fourier (Schwarcz y Shane, 1969)	Utiliza la amplitud de un orden prefijado en la seria de Fourier	Utiliza los diferentes radios del clasto "desenrollado".
Análisis de series de Fourier (Ehrlich y Weinberg, 1970)	$\Sigma(a_i^2+ b_i^2)^{-1/2}$	Utiliza los diferentes radios del clasto "desenrollado"
Redondez Dobkins & Folk (1970)	ds/Di	Emplea el borde más agudo, reduce la influencia de la esfericidad
Esfericidad (Swan, 1974)	$(ds_1-ds_2)/(Di/2)$	Utiliza los dos bordes más agudos
Circularidad de Janoo (1998)	P^2/A	
Cartas de comparación visual		
Redondez (Krumbein, 1941)	Reconoce nueve clases	
Redondez (Powers, 1953)	Reconoce seis clases	
Irregularidad (Blott y Pye, 2008)	Reconoce tres sets de clases cada uno compuesto por ocho formas	
Referencias: n de vértices, ds diámetro del borde más agudo, Di diámetro del mayor círculo inscripto, Ls diámetro mayor del borde, a_1 y b_1 coeficientes de Fourier, L eje mayor, I eje intermedio, S eje menor, P perímetro del clasto (para circularidad), A área del clasto (para circularidad), Di diámetro mayor inscripto en el círculo (para circularidad), Ds diámetro menor inscripto en el círculo (para circularidad)		

Tabla 4.3. Algunos de los parámetros morfométricos más usados para la caracterización de clastos.

Muchos de los índices hasta aquí enumerados fueron empleados en distintos tipos de diagramas triangulares convencionales o isométricos, algunos de los cuales intentan evaluar el valor de la forma de clastos como discriminador paleoambiental o indicadores de condiciones hidrodinámicas. En este último sentido, Le Roux (2004) propuso

diagramas orientados a la clasificación del comportamiento hidrodinámico de las partículas (Fig. 4.13, véase también Fig. 4.14).

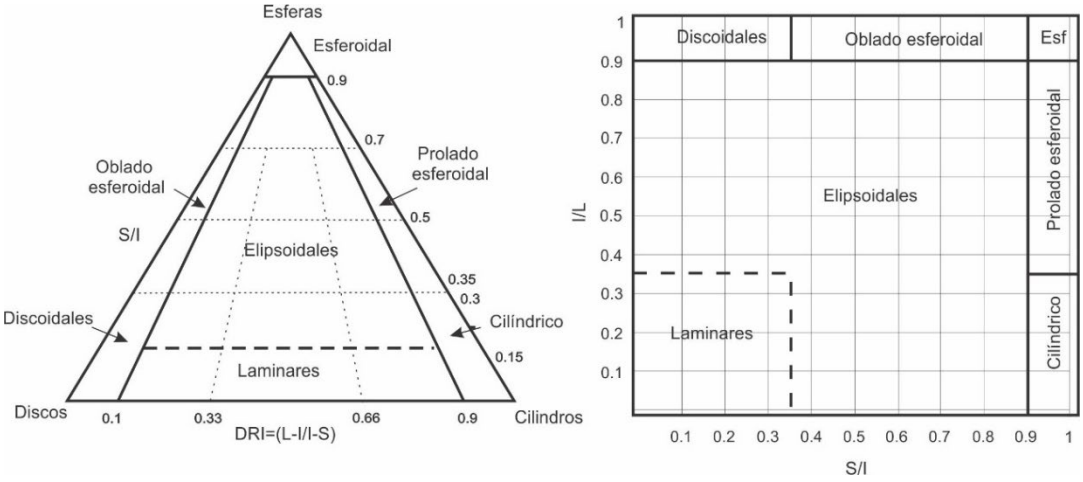
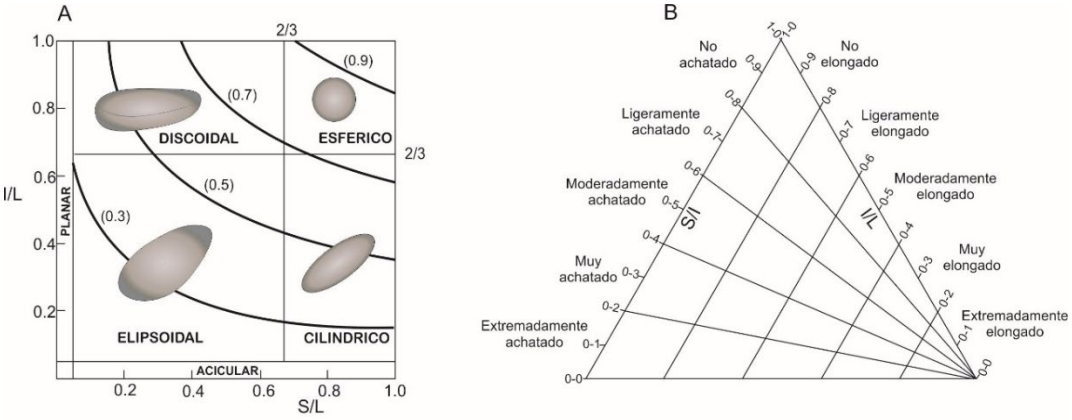


Figura 4.13. Diagramas elaborados por Le Roux (2004) para la clasificación hidrodinámica de clastos.



C

ELONGACIÓN			ACHATAMIENTO		
I/L	Clase	Terminología	S/I	Clase	Terminología
0,0-0,2	5	Extremadamente elongado	0,2-0,0	5	Extremadamente achatado
0,2-0,4	4	Muy elongado	0,4-0,2	4	Muy achatado
0,4-0,6	3	Moderadamente elongado	0,6-0,4	3	Moderadamente achatado
0,6-0,8	2	Ligeramente elongado	0,8-0,6	2	Ligeramente achatado
0,8-1,0	1	No elongado	1,0-0,8	1	No achatado

Figura 4.14. Ejemplos de clasificación morfométrica de clastos basados en los índices de achatamiento y elongación: A. El clásico diagrama de Zingg (1935) donde se distinguen cuatro tipos principales de formas, las curvas marcan campos de isoesfericidad. B. Esquema de clasificación propuesto por Blott y Pye (2008) en el que se distinguen clases morfométricas en función de los índices de achatamiento y elongación, C. Valor asignado a cada clase. Ligeramente modificado de Blott y Pye (2008).

Blott y Pye (2008) propusieron modelos de clasificación morfométrica de clastos sobre la base de su elongación y achatamiento, utilizando las relaciones I/L y S/I, respectivamente. Ejemplos son mostrados en la figura 4.14, allí los clastos son clasificados en un diagrama triangular de acuerdo con su grado de achatamiento y

elongación (Fig. 4.14B), además valores cuantitativos son sugeridos para cada clase (Fig. 4.14C).

La esfericidad tiende a aumentar con la distancia de transporte, sin embargo, el incremento parece mucho menos marcado que en el caso de la redondez y, de hecho, en ocasiones, se observan comportamientos erráticos, e incluso a veces, disminución de la esfericidad de clastos corriente abajo (Sneed y Folk, 1958; Dumitriu et al., 2011).

La figura 4.15A ilustra una situación ideal donde tanto la redondez como la esfericidad aumentan con el transporte. En contraposición la figura 4.15B expone un escenario más frecuente, como el ilustrado por Sneed y Folk (1958) del estudio de gravas fluviales. Nótese que en este caso la variación de la esfericidad es mucho más compleja, ya que tiende a incrementarse con el transporte en los clastos de cuarzo, disminuye en el caso de los fragmentos de cuarcita y presenta un comportamiento no definido en los granos de calizas. Los distintos comportamientos de la esfericidad con la distancia de acarreo pueden deberse a una multitud de variables, las que incluyen tanto a factores inherentes a los clastos (litología, grado de alteración, forma original de los fragmentos, tamaño de grano) como cambios en la energía del sistema de transporte (variaciones en la pendiente, entrampamiento selectivo de algunas formas, aportes laterales al sistema de transporte principal, entre otras).

DESARROLLO Y PERSPECTIVAS DE LOS ESTUDIOS DE FORMA

Aunque al principio sin establecer una clara diferencia entre redondez y la esfericidad, el estudio de la forma de clastos comenzó casi al mismo tiempo que las investigaciones granulométricas a fines del siglo XIX, con el propósito de caracterizar distintos procesos de transporte y depositación. Desde entonces los estudios de forma estuvieron orientados a dos objetivos principales: 1. Mejorar los parámetros morfométricos y 2. Aplicar la morfometría a la caracterización de ambientes actuales y pasados.

En lo referente al primer punto, los trabajos se orientaron a alcanzar una más ajustada caracterización de la forma de los clastos, y consecuentemente brindar nuevos enfoques de clasificación morfométricas de partículas. En este sentido es muy probable que los análisis digitales de imágenes, acoplados a los estudios por series de Fourier (Schwarcz y Shane 1969; Charpentier et al., 2013), el espacio fractal y multifractal (Orford y Whalley 1983; Dellino y Liotino 2002; Maria y Carey 2007; Whalley y Orford, 2011) u otras técnicas similares de análisis (Shang et al., 2017), puedan contribuir significativamente a mejorar la caracterización de las formas y hacer de ella una línea más eficiente de trabajo. El segundo objetivo es la aplicación de las investigaciones de forma de clastos a los estudios ambientales y paleoambientes sedimentarios. Cierto es que parece poco probable que características morfológicas específicas tipifiquen un determinado ambiente depositacional, pero el estudio de las formas puede contribuir significativamente a la interpretación de diferentes mecanismos de transporte y depositación dentro del ambiente. Es justamente en este punto donde, en opinión de los

autores, la morfometría tiene un vasto campo de estudio. Un buen ejemplo de lo dicho fue ilustrado en el trabajo de Boulton (1978), donde diferentes morfologías para el acarreo supra, intra o subglacial fueron reconocidas e interpretadas en términos de mecanismo de transporte (véase también Lukas et al., 2013). Por otro lado, Illenberger y Reddering (1993) evaluaron la forma de los clastos para discriminar entre depósitos fluviales, de playa marina y abanicos submarinos (véase también Sames, 1966). Incluso, la morfometría podrá aportar a los estudios granulométricos a la hora de identificar el "camino" ("*transport pathways*") recorrido por el sedimento (véase Boulton, 1978; McLaren y Bowles, 1985).

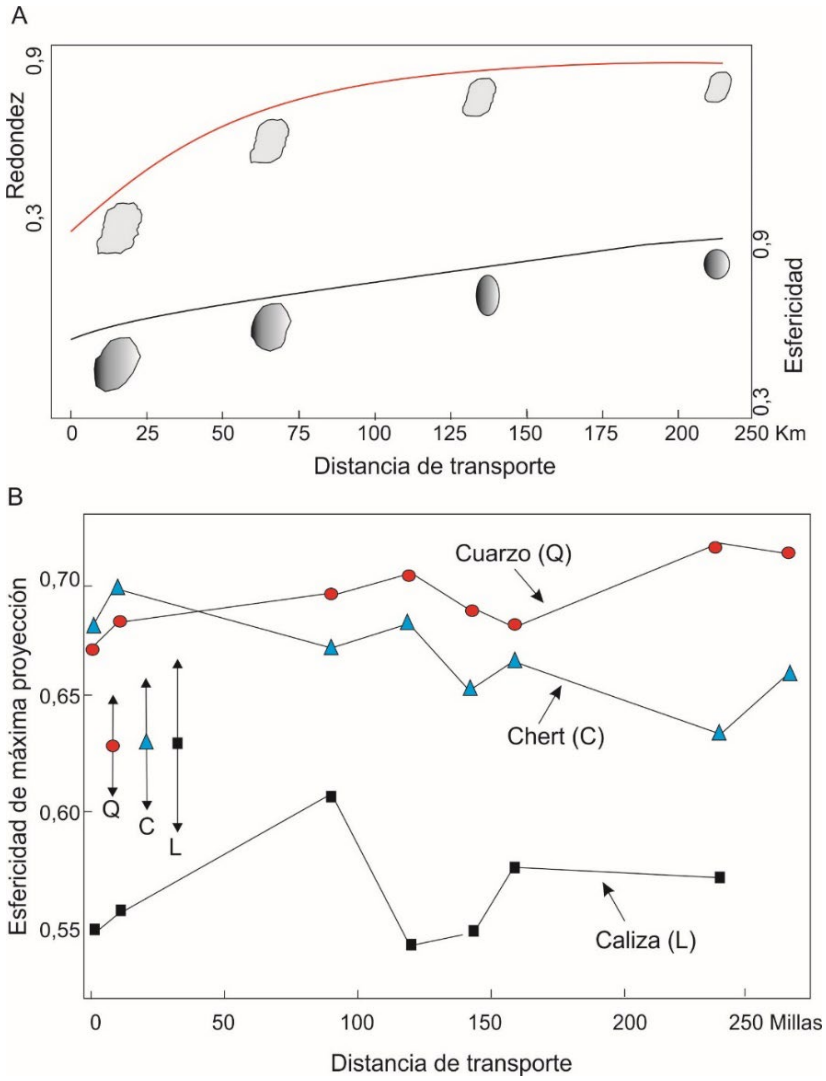


Figura 4.15. A ejemplo idealizado de la variación de la redondez y la esfericidad con el transporte, B. Ejemplo ilustrado por Sneed y Folk (1958) mostrando la variación de la esfericidad en función de la litología de los clastos. Para explicación véase el texto.

Otro campo donde la morfometría presenta escaso desarrollo y podrá aportar valiosa información en los próximos años, es el de la caracterización de la forma de partículas de reducido diámetro, por ejemplo, el limo y eventualmente la arcilla. La discriminación

morfológica de pequeñas partículas, unida al análisis del tamaño de grano, permitirá reconstruir mecanismos de transporte, procesos edáficos e incluso áreas de proveniencia cuando las áreas fuentes resultan rocas de grano fino (véase, por ejemplo, Shang et al., 2017).

BIBLIOGRAFÍA

Aschenbrenner, B. C. (1956). A new method of expressing particle sphericity. Journal of Sedimentary Research, 26: 15-31.

Barbaroux, L. (1982). Un exemple subactuel d'échanges sédimentaires continent-océan en région tempérée, l'estuaire de la Loire (France). Textures et structures sédimentaires. Mémoires de la Société Géologique de France, 144: 53-75.

Barclay, D. R., & Buckingham, M. J. (2009). On the shapes of natural sand grains. Journal of Geophysics Research, 114: B02209.

Barrett, P. J. (1980). The shape of rock particles, a critical review. Sedimentology 27: 291-303.

Barudžija, U., Velić, J., Malvić, T., Trenc, N., & Matovinović Božinović, N. (2020). Morphometric characteristics, shapes and provenance of Holocene pebbles from the Sava River gravels (Zagreb, Croatia). Geosciences, 10(3): 92.

Beddow, J. K., Philip, G. C., Vetter, A. F., & Nasta, M. D. (1977). On relating some particle profile characteristics to the profile Fourier coefficients. Powder Technology, 18 (1): 19–25.

Bennett, M. R., Hambrey, M. J., & Huddart, D. (1997). Modification of clast shape in high-arctic glacial environments. Journal of Sedimentary Research, 67(3): 550-559.

Bérubé, D., & Jébrak, M. 1999. High precision boundary fractal analysis for shape characterization. Computers & Geosciences, 25: 1059-1071.

Blott, S. J., & Pye, K. (2008). Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. Sedimentology, 55: 31-63.

Boggs Jr, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press.

Boulton, G. S. (1978). Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology, 25: 77–799.

Bowman, E. T., Soga, K., & Drummond, T. W. (2000). Particle shape characterisation using Fourier analysis. University of Cambridge, Department of Engineering, 20 págs.

Brown, P. J., Ehrlich, R. & Colquhoun, D. J. (1980). Origin of patterns of quartz sand types on the Southeastern United States continental shelf and implications on contemporary shelf sedimentation – Fourier grain shape analysis. Journal of Sedimentary, 50: 1095–1100.

Bull, P. A., Culver, S. J., & Gardner, R. (1980). Chattermark trails as paleoenvironmental indicators. Geology, 8(7): 318-322.

Caballero, L., & Capra, L. (2011). Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado de Toluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 200: 75-82.

Cailleux, A. (1947). Distinction des galets marins et fluviatiles. Bulletin de la Société Géologique de France, 5(7-8): 375-404.

Carey, S., Maria, A., & Sigurdsson, H. (2000). Use of fractal analysis for discrimination of particles from primary and reworked jokulhlaup deposits in SE Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 161: 234–246.

Charpentier, I., Sarocchi, D., & Sedano, L. A. R. (2013). Particle shape analysis of volcanic clast samples with the Matlab tool MORPHEO. Computers & Geosciences, 51: 172-181.

Colosimo, B. M., & Pacella, M. (2007). On the use of principal component analysis to identify systematic patterns in roundness profiles. Quality and reliability engineering international, 23: 707-725.

Corey, A. T. (1949). Influence of shape on fall velocity of Sand Grains: M. S. Thesis, Colo. A&M College, 102 p.

Costa, P. J., Andrade, C., Dawson, A. G., Mahaney, W. C., Freitas, M. C., Paris, R., & Taborda, R. (2012). Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. Sedimentary Geology, 275: 55-69.

Cox E. P. (1927). A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. Journal of Paleontology, 1: 179–83

Culver, S. J., Bull, P. A., Campbell, S., Shakesby, R. A., & Whalley, W. B. (1983). Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation. Sedimentology, 30: 129-136.

Chávez, G. M., Castillo-Rivera, F., Montenegro-Ríos, J. A., Borselli, L., Rodríguez-Sedano, L. A., & Sarocchi, D. (2020). Fourier Shape Analysis, FSA: Freeware for quantitative study of particle morphology. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 404: 107008.

Dellino, P., & Liotino, G. (2002). The fractal and multifractal dimension of volcanic ash particles contour: a test study on the utility and volcanological relevance. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113: 1-18.

Diepenbroek, M., Bartholomä, A., & Ibbeken, H. (1992). How round is round?. A new approach to the topic “roundness” by Fourier grain shape analysis. Sedimentology 39: 411-422.

Dumitriu, D., Condorachi, D., & Niculiţă, M. (2011). Downstream variation in particle size: a case study of the Trotuş River, Eastern Carpathians (Romania). An. Univ. Oradea, 222-232.

Dobkins J. E., & Folk, R. L. (1970). Shape development on Tahiti-Nui. Journal of Sedimentary Research, 40: 1167-1203.

Dowdeswell, J. A. (1982). Scanning electron micrographs of quartz sand grains from cold environments examined using Fourier shape analysis. Journal of Sedimentary Research, 52: 1315-1323.

Ehrlich, R., & Weinberg, B. (1970). An exact method for characterization of grain shape. Journal of sedimentary research, 40: 205-212.

Farics, É., Farics, D., Kovács, J., & Haas, J. (2017). Interpretation of sedimentological processes of coarse-grained deposits applying a novel combined cluster and discriminant analysis. Open Geosciences, 9: 525-538.

Folk, R. L. (1955). Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. Journal of Sedimentary Research, 25(4): 297-301.

Gale, S. J. (2021). The shape of fluvial Gravels: Insights from Fiji's Sabeto River. Geosciences 161: 11-37. https://doi.org/10.3390/geosciences 1104016

Haines, J., & Mazzullo, J. M. (1988). The original shapes of quartz silt grains: a test of the validity of the use of quartz grain shape analysis to determine the sources of terrigenous silt in marine sedimentary deposits. Marine Geology, 78: 227- 240.

Heiken, G. (1972). Morphology and petrography of volcanic ashes. Geol. Soc. American Bulletin 83: 1961-1988.

Helland, P. E., Huang, P. H., & Diffendal, R. F. (1997). SEM analysis of quartz sand grain surface textures indicates alluvial/colluvial origin of the Quaternary "glacial" boulder clays at Huangshan (Yellow Mountain), East-Central China. Quaternary research, 48: 177-186.

Hossain, H. Z., Armstrong-Altrin, J. S., Jamil, A. H. M. N., Rahman, M. M., Hernández-Coronado, C. J., & Ramos-Vázquez, M. A. (2020). Microtextures on quartz grains in the Kuakata beach, Bangladesh: implications for provenance and depositional environment. Arabian Journal of Geosciences, 13: 1-12.

Illenberger, W. K. (1991) Pebble shape (and size!). Journal of Sedimentary Research, 61: 756–767.

Illenberger, W. K., & Reddering, J. S. V. (1993) An evaluation of shape índices as palaeoenvironmental indicators using quartzite and meta-volcanic clasts in Upper Cretaceous to Palaeogene beach, river and submarine fan conglomerates – discussion. Sedimentology, 40: 1019–1020.

Immonen, N. (2013). Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 374: 293-302.

Itamiya, H., Kubo, M. O., Sugita, R., & Sugai, T. (2022). New method of structural analysis and measurement of V-shaped percussion cracks in quartz sands surface by confocal laser scanning microscope (CLSM). Micron, 153: 103174.

Janke, N. C. (1966). Effect of shape upon the settling velocity of regular convex geometric particles Journal of Sedimentary Research, 36: 370–376.

Janoo, V. C. (1998) Quantification of Shape, Angularity and Surface Texture of Base Course Materials. US Army Corps of Engineers Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, Special Report 98-1, 22 pp.

Kennedy, S. K., & Lin, W. H. (1986). Fract-a Fortran subroutine to calculate the variables necessary to determine the fractal dimension of closed forms. Computers and Geosciences 12: 705-712.

Korvin, G. (1992). Fractal models in the earth sciences (Vol. 396). Amsterdam: Elsevier.

Korvin, G. (2023). Statistical rock physics. En Encyclopedia of Mathematical Geosciences (pp. 1456-1471). Cham: Springer International Publishing.

Krinsley, D. H. & Donahue, J. (1968). Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. Geological Society of America Bulletin, 79: 743-748.

Krinsley, D. H., & Doornkamp, J. C. (1973). Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge University Press, Cambridge (91 pp.).

Krumbein, W. C. (1940). Flood gravel of San Gabriel Canyon, Bulletin of Geological Society of America, 51: 636-676.

Krumbein, W. C. (1941). Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 11: 64-72.

Krumbein, W. C., & Pettijohn, F. J. (1938). Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts 549 págs. New York.

Kuenen, P. H. (1956). Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current. The Journal of Geology, 64: 337-368.

Lamar, J. E. (1927). Geology and economic resources of the St. Peter sandstone of Hillinois. Geol. Survey Bulletin 53: 148-151.

Larriestra, C. N. (1987). Análisis de formas de clastos mediante series de Fourier. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, 18: 53-60.

Le Ribault, L. (1977). L'exoscopie des quartz. Masson, Paris (150 pp.).

Le Roux, J. P. (2004). A hydrodynamic classification of grain shapes. Journal of Sedimentary Research, 74(1), 135-143.

Lees, G. (1964). A new method for determining the angularity of particles. Sedimentology, 3(1): 2-21.

Livsey, D. N., Simms, A. R., Clary, W. G., Wellner, J. S., Anderson, J. B., & Chandler, J. P. (2013). Fourier grain-shape analysis of Antarctic marine core: the relative influence of province and glacial activity on grain shape. Journal of Sedimentary Research, 83: 80–90.

Luerkens, D.W. (1991). Theory and Application of Morphological Analysis: Fine Particles and Surfaces: Boca Raton, CRC Press, 304 p.

Lukas, S., Benn, D. I., Boston, C. M., Brook, M., Coray, S., Evans, D. J., ... & Signer, M. (2013). Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: A critical review of methods and the role of lithology. Earth-Science Reviews, 121: 96-116.

Ly, C. K. (1978). Grain surface features in environmental determination of late Quaternary deposits in New South Wales. Journal of Sedimentary Research, 48: 1219-1226.

Mahaney, W.C. (2002). Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications. Oxford University Press, New York (237 pp.).

Mandelbrot, B. (1977). Fractals: Form, Chance and Dimension. W.H. Freeman and Co.

Mandelbrot, B. (1983). The Fractal Geometry of Nature. New York: W.H. Freeman.

Manga, M., Patel, A., & Dufek, J. (2011). Rounding of pumice clasts during transport: field measurements and laboratory studies. Bulletin of Volcanology, 73: 321-333.

Marcus, D. L., & Bonds, C. (1999). Results of the reactant sand-fracking pilot test and implications for the *in situ* remediation of chlorinated VOCs and metals in deep and fractured bedrock aquifers. Journal of hazardous materials, 68: 125-153.

Margolis, S. V., & Krinsley, D. H. (1971). Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. Geological Society of America Bulletin, 82: 3395-3406.

Maria A., & Carey S. (2007). Quantitative discrimination of magma fragmentation and pyroclastic transport processes using the fractal spectrum technique. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 161:234–246

Manker, J. P., & Ponder, R. D. (1978). Quartz grain surface features from fluvial environments of northeastern Georgia. Journal of Sedimentary Research, 48: 1227-1232.

Marshall, J. R., Bull, P. A., & Morgan, R. M. (2012). Energy regimes for aeolian sand grain surface textures. Sedimentary Geology, 253: 17-24.

Mazzullo, J. M., & Ehrlich, R. (1983). Grain-shape variation in the St. Peter Sandstone; a record of eolian and fluvial sedimentation of an early Paleozoic cratonic sheet sand. Journal of Sedimentary Research, 53(1), 105-119.

Mazzullo, J. M., Leschak, P., & Prusak, D. (1988). Sources and distribution of late Quaternary silt in the surficial sediment of the northeastern continental shelf of the United States. Marine Geology, 78: 241-254.

Mazzullo, J., & Magenheimer, S. (1987). The original shapes of quartz sand grains. Journal of Sedimentary Research, 57: 479–487.

McLaren, P., & Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. Journal of Sedimentary Research, 55: 457-470.

Mills, H.H. (1979). Downstream rounding of pebbles—A quantitative review. Journal of Sedimentary Research, 49, 295–302.

Narayana, A. C., Mohan, R., & Mishra, R. (2010). Morphology and surface textures of quartz grains from freshwater lakes of McLeod Island, Larsemann Hills, East Antarctica. Current Science, 1420-1424.

Orford J.D., & Whalley B. (1983). The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. Sedimentology, 30: 655–668.

Orford, J. D. ,& Whalley, W. B. (1987). The quantitative description of highly irregular sedimentary particles: the use of the fractal dimension. En Clastic particles. Scanning electron microscopy and shape analysis of sedimentary and volcanic clasts (pp. 267-280).

Patro, B. C., & Sahu, B. K. (1977). Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes. Sedimentary Geology, 19: 301-311.

Pettijohn, F. J. (1957). Sedimentary rocks. Harper y Brothers, segunda edición, New York, 718 pags.

Pettijohn, F. J. (1963). Rocas Sedimentarias. J. Turner (traductor), Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 págs. Buenos Aires

Plumley, W. J. (1948). Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport. The Journal of Geology, 56: 526–577.

Pokhrel, P., Attal, M., Sinclair, H. D., Mudd, S. M., & Naylor, M. (2024). Downstream rounding rate of pebbles in the Himalaya. Earth Surface Dynamics, 12(2): 515-536.

Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 23: 117-119

Pye, K., & Mazzullo, J. (1994). Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from Northeastern Australia. Journal of Sedimentary Research, A64: 500 – 507.

Resentini, A., Andó, S., & Garzanti, E. (2018). Quantifying roundness of detrital minerals by image analysis: Sediment transport, shape effects, and provenance implications. Journal of Sedimentary Research, 88(2), 276-289.

Reineck, H. E., & Singh, I. B. (2012). Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics. Springer Science & Business Media.

Riley, N.A. (1941) Projection sphericity. Journal of Sedimentary Research, 11: 94–97.

Russell, R. D. & Taylor, R. E. (1937). Roundness and shape of Mississippi River sands. The Journal of Geology, 45: 225-267.

Roussillon, T., Piégay, H., Sivignon, I., Tougne, L., & Lavigne, F. (2009). Automatic computation of pebble roundness using digital imagery and discrete geometry. Computers & Geosciences, 35: 1992-2000.

Sáinz, L. T., Cerdeña, C. Z., & Pérez & R. M. (1984). Estudios al MEB de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales. Estudios Geológicos, 40: 315-339.

Sames, C. W. (1966). Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. Journal of Sedimentary Research, 36: 126-142.

Scasso, R.A., & Limarino, C.O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N° 1, 259 págs., Buenos Aires.

Schwarcz, H. P., & Shane, K. C. (1969). Measurement of particle shape by Fourier analysis. Sedimentology, 13: 213-231.

Selley, R. (2000). Applied Sedimentology 531 págs. Academic Press California.

Shang, Y., Kaakinen, A., Beets, C. J., & Prins, M. A. (2017). Aeolian silt transport processes as fingerprinted by dynamic image analysis of the grain size and shape characteristics of Chinese loess and Red Clay deposits. Sedimentary Geology, 375: 36-48.

Sharp, M. (1982). Modification of clasts in lodgement tills by glacial erosion. Journal of Glaciology, 28(100): 475-481.

Sheridan, M., & Kortemeier, C. P. (1987). Quantitative analysis of surface features on pyroclasts: An example from the Monte Guardia Sequence, Lipari. En Clastic particles. Scanning electron microscopy and shape analysis of sedimentary and volcanic clasts (pp. 122-133).

Sheridan, M. F. & Marshall, J. R. (1983). Interpretation of pyroclast surface features using SEM images. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 16: 153-159.

Sheridan, J. K., & Marshall, J. R. (1987). Comparative charts for quantitative analysis of grain-textural elements on pyroclasts. En Clastic Particles (editado por Marshal, J.R.). Van Nostrand Reinhold Company: 98-121.

Sneed, E. D., & Folk, R. L. (1958). Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. The Journal of Geology, 66: 114-150.

Sochan, A., Zieliński, P., & Bieganowski, A. (2015). Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. Sedimentary Geology, 327: 14-20.

Sorby, H. C. (1877). The Application of the Microscope to Geology. Monthly Microscopical Journal, 17: 113—136.

Sukumaran, B., & Ashmawy, A. K. (2001). Quantitative characterization of the geometry of discrete particles. Geotechnique, 51: 619-627.

Suzuki, K., Fujiwara, H., & Ohta, T. (2015). The evaluation of macroscopic and microscopic textures of sand grains using elliptic Fourier and principal component analysis: implications for the discrimination of sedimentary environments. Sedimentology, 62: 1184-1197.

Swan, B. (1974). Measures of particle roundness: a note. Journal of Sedimentary Research, 44: 572-577.

Szmańda, J. B., & Witkowski, K. (2021). Morphometric parameters of Krumbein grain shape charts—a critical approach in light of the automatic grain shape image analysis. Minerals, 11(9): 937.

Tafesse, S., Robison Fernlund, J. M., Sun, W., & Bergholm, F. (2013). Evaluation of image analysis methods used for quantification of particle angularity. Sedimentology, 60: 1100-1110.

Takashimizu, Y., & Iiyoshi, M. (2016). New parameter of roundness R: circularity corrected by aspect ratio. Progress in Earth and Planetary Science, 3, 1-16.

Tickell, F.G. (1931). The examination of fragmental rocks. Stanford University Press, 1931: 6-7.

Torcal, L., Tello, B,. & Tortosa, E. (2013). Aplicación de la microscopía electrónica de barrido al análisis de sedimentos recientes en ambientes fríos. Cuadernos de Investigación Geográfica 11: 181-192.

Tromboto, D. (1985). Análisis preliminar de estructuras geocriogénicas mediante texturas de granos de cuarzo con la aplicación del microscopio electrónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40: 184-201.

Trowbridge, A. C., & Mortimore, M. E. (1925). Correlation of oil sands by sedimentary analysis. Economical Geology, 20: 409-423.

Vos, K., Vandenberghe, N., & Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. Earth-Science Reviews, 128: 93-104.

Wadell, H. (1932). Volume, shape, and roundness of rock particles. The Journal of Geology, 40: 113--145.

Wadell, H. (1934). Some new sedimentation formulas. Physics, 5: 281-291.

Wadell, H. (1935). Volume, shape and roundness of rock particles. The Journal of Geology, 40: 431-451.

Whalley, W. B., & Krinsley, D. H. (1974). A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. Sedimentology, 21: 87-105.

Whalley, W. B., & Orford, J. D. (1989). The use of fractals and pseudofractals in the analysis of two-dimensional outlines: review and further exploration. Computers & Geosciences, 15: 185–197.

Whalley, W. B., & Orford, J. D. (2011). Practical methods for analysing and quantifying two-dimensional images. En The Scientific Study of Flint and Chert: Proceedings of the Fourth International Flint Symposium Held at Brighton Polytechnic 10-15 April 1983 (p. 235). Cambridge University Press.

Wentworth, C. K. (1919). The shape of pebbles. U.S. Geological Survey Bulletin, 730-c: 91-114.

Wentworth, C. K. (1922a). A laboratory and field study of cobble abrasion. The Journal of Geology, 27: 507-521.

Wentworth, C. K. (1922b). A field study of the shapes of river pebbles. U.S. Geological Survey Bulletin, 730-C: 103–114

Williams, E. M. (1965). A method of indicating pebble shape with one parameter. Journal of Sedimentary Research, 35: 993–996.

Zingg, T. (1935). Beitrag zur schotteranalyse. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 15: 39–140.

CAPÍTULO 5: DIAGÉNESIS

- *Introducción*
- *Límites y controles de la diagénesis*
- *Productos diagenéticos*
- *Métodos de estudio*
- *Regímenes diagenéticos*
- *Historia diagenética*

INTRODUCCIÓN

La diagénesis es la última etapa del ciclo de las rocas sedimentarias e involucra los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren desde el momento de la depositación de los sedimentos hasta que las rocas sedimentarias son nuevamente expuestas en superficie o bien alcanzan las condiciones metamórficas. Estos procesos actúan continuamente en un intento de alcanzar el equilibrio geoquímico sobre los sedimentos y/o rocas sedimentarias y sus fluidos.

El concepto de diagénesis ya aparece claramente expuesto por Walther (1894) quien en su libro *Lithogenesis der Gegenwart* la define como "el conjunto de modificaciones físicas y químicas que sufre un sedimento después de su depósito, con exclusión de los fenómenos orogénicos y volcánicos". Mucho más cercano en el tiempo, el *Glossary of Geology* (Bates y Jackson, 1972) la define como "todos los cambios, modificaciones o transformaciones que sufren los sedimentos después de su depositación inicial y durante y después de su litificación, excluyendo la alteración superficial (meteorización) y el metamorfismo". Por su parte, Larsen y Chilingar (1979), la definieron como: "el cambio que tiene lugar en el carácter y composición de los sedimentos, desde el momento de su depósito hasta que los materiales resultantes se encuentren en el campo del metamorfismo o queden expuestos a los efectos de la meteorización atmosférica".

Una revisión muy completa sobre la diagénesis es la de Dunoyer de Segonzac (1969). Asimismo, amplia información de carácter general puede encontrarse en: Larsen y Chilingar (1979), Strakhov (1970), Chilingar y Wolf (1975 y 1976), Wolf y Chilingar, 1976), Berner (1980), Parker y Sellwood (1983), Surdam et al. (1989), Wilson et al. (1994), Scasso y Limarino (1997), Morad (1998), Morad et al. (2000), Worden y Morad (2000, 2003) y Worden y Burley (2003).

Si bien no hay un límite preciso para la diagénesis, sino que el paso hacia el metamorfismo suele ser gradual (superdiagénesis a anquimetamorfimo) y es además controlado por el tiempo, se suele estimar un límite máximo para esta etapa de aproximadamente 230°C y 6 Kbares (Fig. 5.1).

La diagénesis produce cambios en la fábrica y en la mineralogía a través de un encadenamiento de procesos que se desarrollan a medida que el sedimento/roca+fluidos porales van cambiando según la profundidad de soterramiento (Worden y Burley, 2003). En cada momento las rocas representan condiciones particulares a lo largo de un camino que, regido por la termodinámica, química y cinética, busca alcanzar el equilibrio geoquímico entre las fases sólidas (clastos, matriz, cementos) y líquidas (principalmente soluciones acuosas). Es por ello que el quimismo y textura del sedimento/roca original y de los fluidos porales, la presión y la temperatura son controles primarios durante la diagénesis.

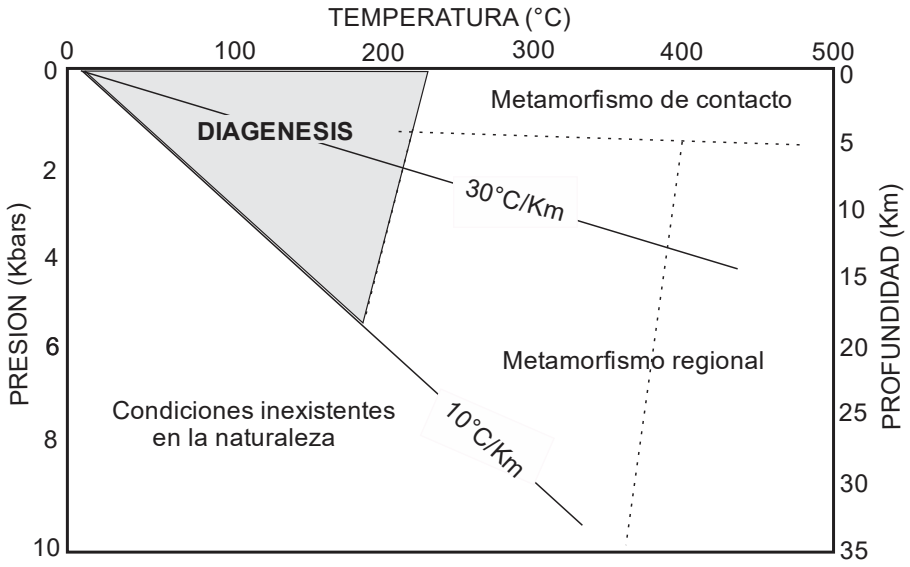


Figura 5.1. El campo diagenético y su relación con el metamorfismo en relación con la presión y la temperatura. La profundidad está relacionada con el gradiente geotérmico. Un gradiente medio de 30°C/km es típico de las cuencas de rift. Los gradientes bajos son característicos de cuencas cratónicas o con gran espesor cortical, mientras que aquellos muy altos se alcanzan usualmente en cuencas relacionadas a arcos volcánicos o con espesores corticales muy atenuados.

El tiempo es un componente crítico en las reacciones diagenéticas. Se debe entender aquí no sólo el tiempo total del soterramiento sino especialmente el tiempo de residencia del sedimento/roca bajo ciertas condiciones de presión y temperatura. Esto último no es trivial, ya que las condiciones de P y T se asocian inequívocamente a una determinada profundidad, lo cual no tiene por qué ser necesariamente así ya que por un lado el gradiente geotérmico de una región puede cambiar, pero además se debe considerar que la trayectoria del enterramiento (y eventual levantamiento) de un nivel sedimentario no tiene por qué ser lineal. La historia de soterramiento puede incluir etapas de mayor o menor velocidad de enterramiento e incluso momentos de estancamiento y hasta levantamiento parcial.

El pasaje de sedimento a roca se lo vincula intuitivamente con el concepto de dureza (sedimento=suelto, roca=dura) por lo que a la diagénesis se la asocia con la litificación del sedimento. Si bien esto es así en una gran mayoría de los casos, debe tenerse en mente al menos dos cosas: 1) que existen procesos diagenéticos, como la disolución, que no

necesariamente conducen a la induración del sedimento y 2) que existen espesas sucesiones sedimentarias antiguas compuestas casi total o parcialmente por sedimentitas sueltas o muy friables (por ej., Marenssi et al., 2002). En este último caso, diferentes posibilidades tales como profundidad de soterramiento, tiempo de residencia en profundidad, disponibilidad de cementos, entre otras, deben ser tenidas en cuenta. La litificación es un producto de la diagénesis, aunque no necesariamente el único.

La diagénesis en conglomerados no ha sido prácticamente investigada, salvo en raras excepciones, existiendo por el contrario gran profusión de trabajos sobre diagénesis de areniscas y pelitas. La diagénesis de las gravas no difiere marcadamente de la de las arenas y casi todos los autores, como por ejemplo Füchtbauer (1974), remiten a las areniscas, considerando que la mayoría de los procesos diagenéticos son similares en ambos grupos de sedimentos.

El aspecto más estudiado de los conglomerados es la influencia ejercida por la textura (tamaño, forma, selección), composición química y mineralógica, y presencia o ausencia de matriz, sobre la compactación. En este proceso se establecen diferencias en las relaciones texturales, sobre todo de fábrica. Así, según Hails (1976) en gravas caladas (sin matriz) se produce una pequeña compactación aun en un estado de diagénesis inicial, muy próximo a la sedimentación. Este mismo autor encuentra que en gravas con alto contenido de matriz pueden existir cementaciones con aparente evidencia de intercrecimiento de partículas y otros fenómenos derivados de la inestabilidad de los componentes más finos. Por su parte, Ingles y Grant (1975) tratan también la compactación, haciendo referencias continuamente a las propiedades mecánicas de gravas y arenas.

Los estudios sistemáticos sobre la diagénesis de areniscas recibieron un fuerte impulso a partir del uso del microscopio petrográfico y de allí en más con el desarrollo de cada nuevo equipo y/o técnica que permitieran la descripción detallada de la textura, fábrica y composición (especialmente de los materiales autigénicos) de las rocas sedimentarias. Un crecimiento explosivo de los estudios diagenéticos se produce a partir de la década de 1980 dada la utilización intensiva de los mismos por la industria petrolera en la búsqueda de "*sweet-spots"* (en la jerga petrolera la ubicación de la zona de mejor producción dentro de un yacimiento) ya que la porosidad es una propiedad que controla directamente la producción de petróleo y gas en reservorios convencionales.

A pesar de su importancia, tanto en el campo teórico como el aplicado, los estudios diagenéticos no son los más frecuentemente desarrollados por los sedimentólogos que mayormente se vuelcan a la interpretación de paleoambientes sedimentarios o utilizan la composición modal de las rocas detríticas para el estudio de las áreas de procedencia de los sedimentos.

Diferentes términos son comúnmente utilizados cuando se trata de la diagénesis, algunos de los cuales se han confundido o mal usado. Los más frecuentes se definen a continuación:

Diagénesis: Conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos post-depositacionales mediante los cuales los sedimentos y/o rocas sedimentarias y sus fluidos porales

reaccionan durante el soterramiento tratando de alcanzar un equilibrio textural y geoquímico con su entorno.

Compactación: Procesos tendientes a la reducción mecánica de los espacios porales debido a los esfuerzos generados por presión.

Cementación: Precipitación de minerales en el espacio poral.

Litificación: Proceso de induración del sedimento por compactación y/o cementación.

Disolución: Proceso químico de destrucción de una fase sólida por interacción con un fluido.

Autigénesis: Crecimiento de minerales *in situ.*

Neomorfismo: Transformación de un mineral involucrando cambios en su quimismo.

Recristalización: Disolución seguida por precipitación de un mineral involucrando cambios en tamaño o hábito de la especie preexistente.

Reemplazo: Crecimiento de un nuevo mineral en lugar de otro preexistente

Paragénesis: Orden de los procesos diagenéticos que han ocurrido en un sedimento/roca.

Una secuencia diagenética (paragénesis) se construye a partir de la observación de los productos diagenéticos e implica un cierto grado de interpretación en cuanto al ordenamiento temporal de los mismos, teniendo en cuenta que algunos procesos pueden ser parcial o totalmente sincrónicos. Si bien la sucesión de eventos permite establecer un orden temporal relativo, en algunos casos estos pueden ser ajustados mediante el uso de determinaciones radiométricas a partir de algunos minerales (por ejemplo, K/Ar en illitas) o a través de una curva de subsidencia construida utilizando una herramienta independiente (por ejemplo, trazas de fisión o termometría de inclusiones fluidas).

LÍMITES Y CONTROLES DE LA DIAGÉNESIS

Los productos de la diagénesis están controlados inicialmente por la composición de las fases sólida (minerales) y líquida (soluciones porales) del sistema sedimento/roca y posteriormente por el "camino" seguido durante el soterramiento, o sea, la profundidad de enterramiento y el tiempo de residencia en cada condición (Fig. 5.2). Es decir que si bien la diagénesis es un proceso dinámico controlado por las condiciones regionales durante el enterramiento (presión, temperatura, fluidos porales), las condiciones iniciales derivadas de factores inherentes al sistema depositacional son también importantes, aunque de extensión más localizada (Burley et al., 1985; Morad et al., 2000; Marenssi et al., 2022, Fig. 5.2). Es por ello que los productos diagenéticos pueden variar aún dentro de la misma cuenca sedimentaria. La geología de las áreas circundantes y el ambiente depositacional, incluido el clima en la cuenca, determina en gran medida la composición y textura de los sedimentos antes del soterramiento (Suttner y Duta, 1986; Espejo y López Gamundí, 1994; Garzanti et al., 2013).

Los procesos diagenéticos pueden comenzar en o muy cerca de la superficie o más precisamente en la interfase agua-sedimento o aire-sedimento, es decir, a temperaturas promedio de entre aproximadamente 0 y 30°C y presiones promedio de entre 0,001 (en

superficie) y 0,45 Kbares (a 5000 m de profundidad de agua, Fig. 5.1). En una trayectoria ideal de continuo aumento de presión y/o temperatura la diagénesis limita con el metamorfismo (Fig. 5.1).

El límite entre la diagénesis y el metamorfismo incipiente (anquimetamorfismo o anchimetamorfismo) se expresa como cambios mineralógicos y texturales que no siempre son coincidentes según los indicadores que se observen. Un criterio ampliamente utilizado en areniscas es la "cristalinidad" de la illita que se basa en la "agudeza" (ancho medido a la mitad de la altura) del pico de 10 Å en los difractogramas de este mineral (Kubler, 1964; criterio revisado y ampliado por Dunoyer de Segonzac, 1970). Usualmente, se acepta que valores $2(\theta) > 0{,}42$ del ancho de la reflexión de 10 Å corresponden al campo de la diagénesis, mientras que valores de entre 0,42 y 0,25 indican metamorfismo incipiente (anquizona).

Por su parte, el soterramiento produce tres gradientes principales: temperatura, presión litostática y fuerza iónica de las soluciones porales. Un cuarto gradiente denominado presión hidrostática es aquella trasmitida por los fluidos y no es necesariamente vertical.

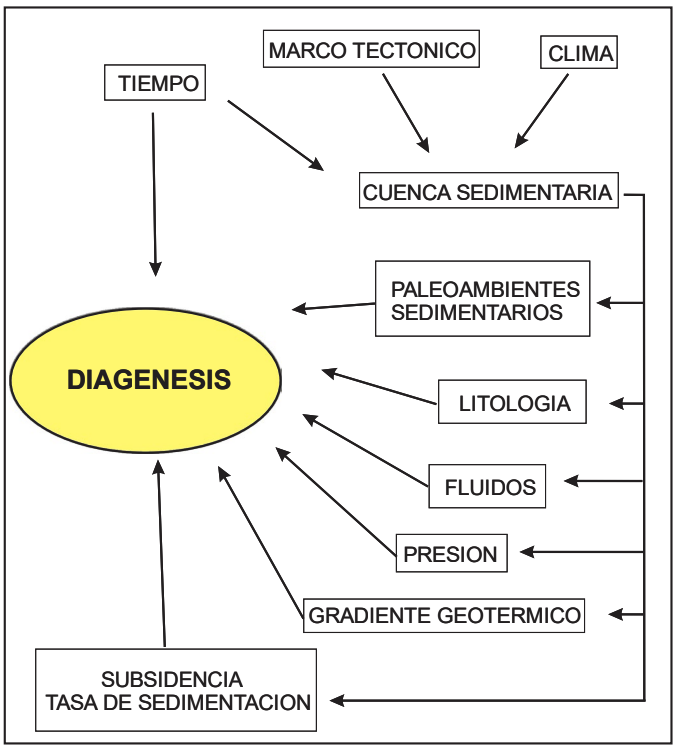


Figura 5.2. Representación esquemática de los controles sobre la diagénesis

Presión

La presión que sufre el sedimento/roca a medida que se entierra es debida a la carga litostática o geostática, es decir, que aumenta con el espesor de la columna de roca suprayacente. La presión litostática aumenta en promedio unos 245 bares por kilómetro (Fig. 5.1). Este gradiente de presión litostática es mayor que la presión de los fluidos atrapados en los poros los cuales desarrollan presiones hidrostáticas. La presión litostática no se transmite a los fluidos porales que se comportan como si la presión correspondiera

a la de una columna de agua. Se habla de sobrepresión cuando la presión hidrostática es mayor a la correspondiente a la columna de agua de igual profundidad (Fig. 5.3).

Durante el soterramiento, los sedimentos se compactarán mecánicamente a medida que aumenta el estrés efectivo debido a la carga litostática, lo que reduce la porosidad y el volumen total de roca. La compresibilidad de un sedimento/roca varía considerablemente en función de la textura y la composición de los sedimentos, características heredadas del ciclo sedimentario exógeno. La compactación es un proceso irreversible.

Temperatura

Una de las características esenciales de la diagénesis es el predominio de la cinética sobre el equilibrio. Es decir, los sedimentos/rocas están continuamente en busca del equilibrio a las nuevas condiciones que van cambiando constantemente con el soterramiento (y eventual inversión). En este sentido, la temperatura es un control principal ya que las reacciones químicas se aceleran con su aumento y el comportamiento mecánico de las partículas sólidas también pueden variar (por ejemplo, de frágil a dúctil) por el mismo motivo.

El calor fluye desde el interior de la tierra hacia la superficie calentando los sedimentos y fluidos de una cuenca sedimentaria lo que promueve y acelera las reacciones diagenéticas tanto de los compuestos orgánicos como inorgánicos. La relación entre el aumento de la temperatura y la profundidad, que se conoce como gradiente geotérmico, puede ser muy diferente en distintas áreas de la corteza. Los cambios de temperatura con la profundidad pueden ser medidos directamente a partir de perforaciones o estimados en las rocas a partir de algunos indicadores denominados geotermómetros.

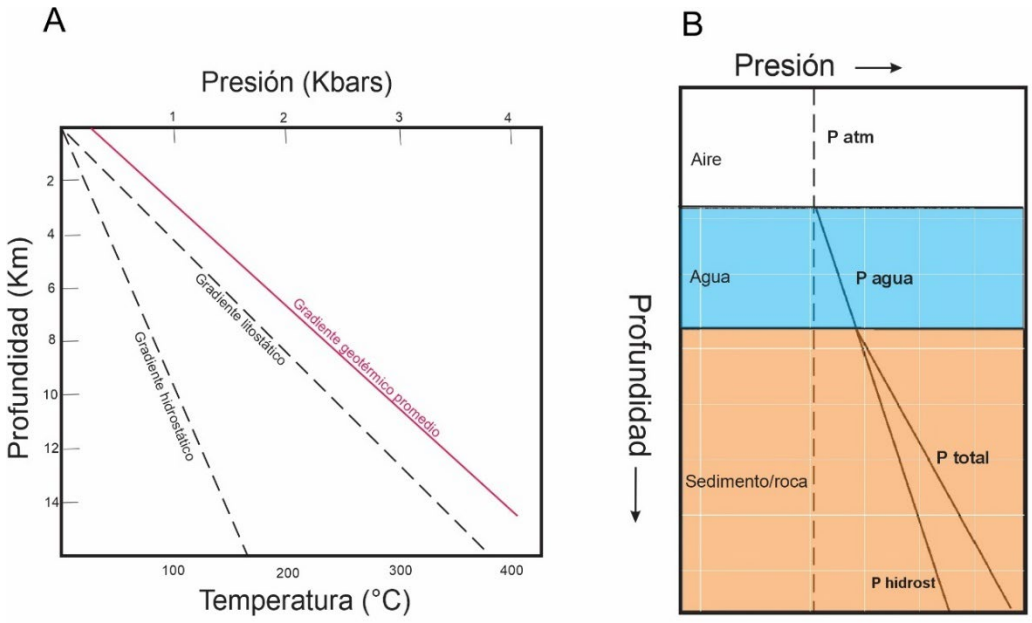


Figura 5.3. A. Variación de los gradientes litostático e hidrostático con la profundidad y del gradiente geotérmico promedio; B. Componentes de la presión con la profundidad y las distintas fases del sistema.

A partir de perforaciones se han medido gradientes desde 5°C hasta 40°C cada 1000 metros, aunque en algunos ambientes geotectónicos no explorados podrían encontrarse valores por encima de estos números (Fig. 5.4). Se estima que un gradiente geotérmico promedio o "normal" se sitúa alrededor de los 25°C/km. Las cuencas sedimentarias con gradientes térmicos bajos suelen corresponder a aquellas asentadas sobre corteza continental antigua y espesa (ej. cuencas intracratónicas) o con altos espesores sedimentarios (ej. cuencas de antepaís), mientras que aquellas que presentan los mayores gradientes corresponden a cuencas asociadas a magmatismo activo (por ej., cuencas de intra-arco y *backarc*). Por supuesto, existe toda una transición entre los extremos y aún dentro de un mismo tipo de cuenca el gradiente geotérmico puede variar con el tiempo (por ej., a partir del progresivo adelgazamiento cortical durante el desarrollo de una cuenca de rift o a partir del engrosamiento cortical en una transición desde una cuenca de retroarco a otra de antepaís).

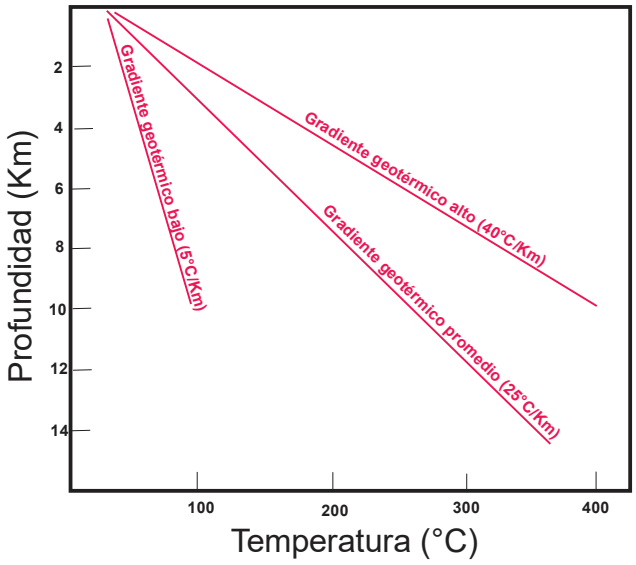


Figura 5.4 Gradientes geotérmicos extremos medidos en perforaciones y gradiente geotérmico "normal" o promedio.

Los efectos de la temperatura son importantes no sólo sobre las fases inorgánicas sino también sobre los compuestos orgánicos. La temperatura controla eficazmente la maduración de la materia orgánica. Por ejemplo, dependiendo del tiempo durante el cual estuvieron expuestos los sedimentos, los hidrocarburos líquidos se generan en un rango de entre 65° y 150°C, mientras que para los hidrocarburos gaseosos este rango puede extenderse un poco hasta más allá de los 200°C dependiendo del tiempo de residencia en profundidad (Fig. 5.5).

Por otra parte, el gradiente geotérmico y la profundidad máxima de enterramiento también juegan un rol fundamental en la generación y preservación de los hidrocarburos.

A partir del registro sedimentario también se puede estimar la temperatura alcanzada durante la diagénesis a partir de indicadores conocidos como geotermómetros. Si se conoce además la profundidad alcanzada se puede estimar un gradiente térmico instantáneo (es decir, sólo válido para ese momento). Sin embargo, la estimación de la

profundidad puede ser un problema complejo y muchas veces imposible de lograr si se tiene en cuenta que, como ya hemos mencionado, la trayectoria de un sedimento/roca en profundidad puede no haber sido siempre descendente y que los espesores sedimentarios actualmente medibles corresponden a aquellos preservados en el registro estratigráfico y no son necesariamente los máximos alcanzados (Marenssi, 1995; Marenssi et al., 2022).

Los geotermómetros pueden ser agrupados en indicadores orgánicos o inorgánicos. Entre los primeros se encuentran los carbones, el cambio de color de palinomorfos y microfósiles (conodontes), la fluorescencia de la liptinita y la reflectancia de la vitrinita. Entre los segundos se pueden mencionar el estudio de minerales autigénicos cuyas transformaciones se producen a temperaturas conocidas (ej. arcillas, zeolitas, etc), el estudio de inclusiones fluidas, de isótopos estables y las trazas de fisión.

El carbón es un indicador sensible con respecto a la máxima temperatura alcanzada. Desafortunadamente, no todos los sedimentos lo contienen y este suele asociarse mayormente a pelitas. El rango de los carbones es una progresión indicadora del grado de maduración alcanzada por la materia orgánica influenciada mayormente por la temperatura, pero también por el tiempo y, en menor medida, por la presión. Los rangos refieren a cambios geoquímicos y de reflectividad de los carbones causados por un incremento en la madurez termal de los mismos (O´Keefe et al., 2013). A medida que el carbón aumenta de rango hay una disminución en la humedad, un aumento en su valor calorífico y un aumento general en su densidad. El carbón generalmente se vuelve más brillante a medida que aumenta el rango y la fractura se vuelve suavemente concoidea (Fig. 5.6).

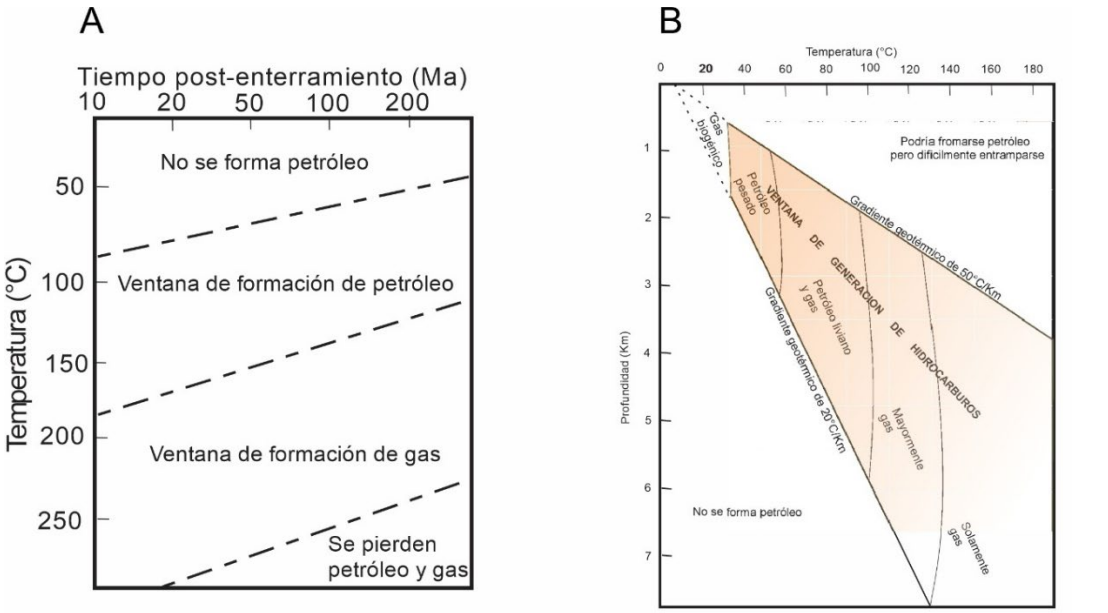


Figura 5.5. A. Ventana de formación del petróleo y gas de acuerdo a la temperatura y al tiempo de residencia en profundidad; B. Similar a la figura de la izquierda (A), pero considerando la temperatura y la profundidad de sepultamiento (modificado de Murck et al., 1996).

La presencia de materia orgánica, aunque común en casi todos los sedimentos, es más abundante en las granulometrías más finas. La vitrinita es el grupo más abundante de los macerales del carbón y parte integral del kerógeno, es decir, la parte no-cristalina e insoluble de la materia orgánica sinsedimentaria. Un índice confiable y muy utilizado para estimar la temperatura a la cual fue sometida una roca sedimentaria es la reflectancia de la vitrinita.

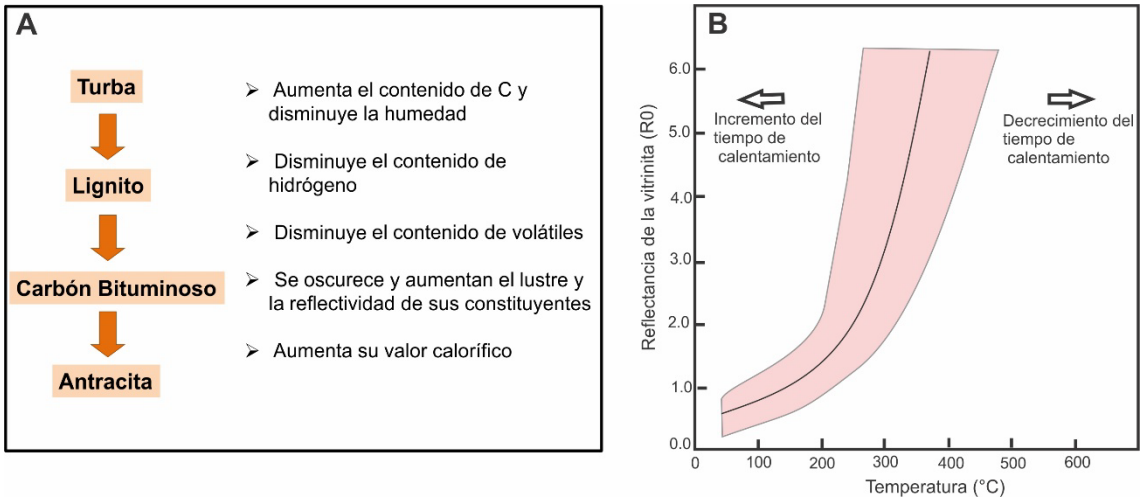


Figura 5.6. A. Formación de los distintos tipos de carbón al aumentar la temperatura y profundidad de sepultamiento; B. Variación de la reflectancia de la vitrinita con la temperatura medida en 9 pozos del yacimiento Cerro Prieto (modificado de Barker y Elders, 1981).

En respuesta al aumento de la temperatura y el tiempo de enterramiento el kerógeno pierde volátiles alterando sus propiedades. El grado de cambio en las propiedades físicas con la temperatura se mide a través de la reflectancia de la vitrinita. La reflectancia es una relación entre intensidad de la luz reflejada verticalmente y la luz incidente utilizando una superficie pulida del maceral usando una inmersión de aceite. Se eligió este maceral porque es fácilmente identificable y muestra cambios medibles en un amplio rango de condiciones (Barker y Elders, 1981). Sin embargo, la reflectancia de la vitrinita no es una técnica aplicable para rocas más antiguas que el Siluro-Devónico debido a la ausencia o extrema escasez de plantas vasculares. La reflectancia aleatoria (Ro) de la vitrinita es una medida de las orientaciones aleatorias de la vitrinita en luz blanca no polarizada y resulta de un valor medio de 50 a 100 mediciones. Ro es el valor más utilizado en las mediciones de reflectancia de vitrinita para establecer la correlación con la temperatura (Fig. 5.7).

Los conodontes son microfósiles que habitaron los mares desde el Cámbrico hasta el Triásico. Están formados por apatito y materia orgánica y cambian de color desde un amarillo claro en condiciones ambientales hasta negro a 300°C aproximadamente. Los cambios de color conforman una escala de valores denominada Índice de Alteración del Color de los conodontes (CAI). Este cambio de color de los conodontes fue sistematizado por Epstein et al. (1977) y Rejebian et al. (1987) comparando colecciones naturales con

elementos modificados mediante experimentos de laboratorio. La figura 5.7 muestra un esquema de correlación con la temperatura.

Otros geotermómetros orgánicos comprenden la determinación del *índice de alteración térmica de los palinomorfos y la fluorescencia de la liptinita* (Pearson, 1984; Hartkopf-Fröder et al. 2015).

La pared de algunos palinomorfos, como acritarcos y esporomorfos, está caracterizada por biopolímeros resistentes que durante el calentamiento por el enterramiento experimentan reorganización de su estructura molecular. Debido a esto, el color de la pared se altera reflejando las condiciones de enterramiento crecientes. Por encima de Ro ≈ 2, los palinomorfos son generalmente negros, sin mostrar cambios cromáticos significativos (Staplin, 1969; Dorning, 1986; Martin, 1993; Hartkopf-Fröder et al., 2015).

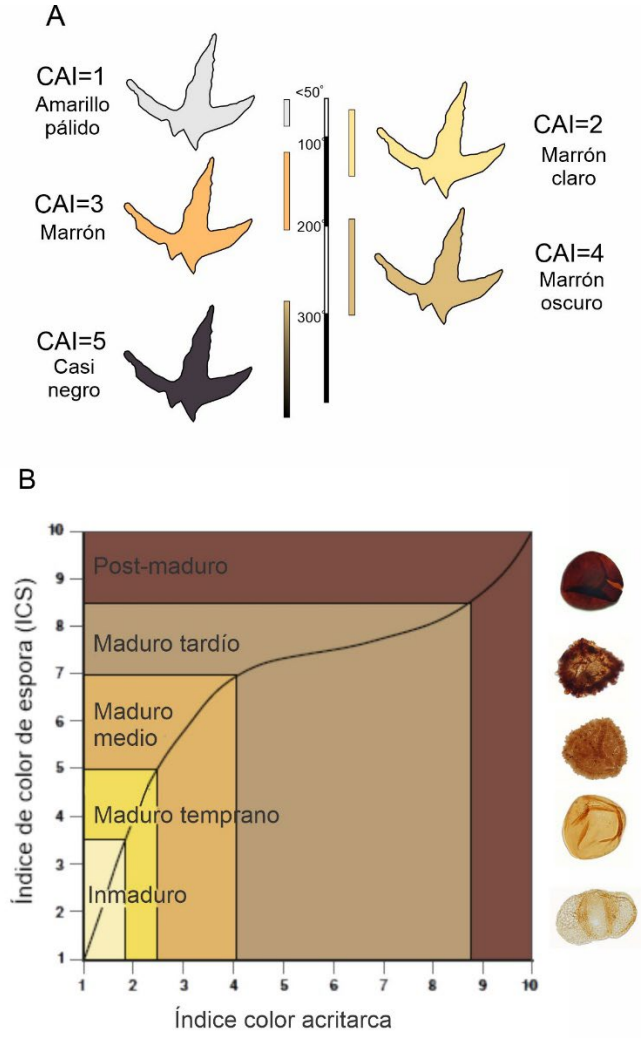
Las modificaciones químicas antes mencionadas también están asociadas con un cambio en las propiedades de fluorescencia de las paredes de los palinomorfos donde se observa una disminución de la intensidad de fluorescencia con el aumento de la temperatura (Van Gijzel, 1981; Traverse, 2007; Galasso et al., 2019).

Los cambios cromáticos y de fluorescencia de la materia orgánica permitieron el desarrollo de valiosos métodos cualitativos para evaluar su madurez térmica alcanzada desde el inicio de la diagénesis hasta la parte superior de la zona de gas seco termogénico (Ro ≈ 2 %; Staplin, 1969; Obermajer et al., 1999; Ertug et al., 2019).

Entre los geotermómetros inorgánicos podemos mencionar las *inclusiones fluidas,* los *métodos mineralógicos* y finalmente el uso de *isótopos estables.*

Las *inclusiones fluidas* son pequeñas "burbujas" llenas de fluido (gas y líquido) y, a veces, una o más fases sólidas que se forman dentro minerales. El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o fluido supercrítico. Su composición puede incluir agua esencialmente pura, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos que contienen gas, y fundidos de silicato, sulfuro o carbonato, entre otros (Randive et al., 2014). La salinidad, la temperatura y la presión son tres de los parámetros más fácilmente determinados a partir de las inclusiones fluidas y en comparación con los minerales formadores de rocas, las inclusiones fluidas son objetos de vida corta. Por lo tanto, el análisis de inclusiones fluidas en minerales diagenéticos es probablemente el método más inequívoco para determinar la historia diagenética de una roca (Goldstein, 2001).

Figura 5.7 (página siguiente). Dos ejemplos de geotermómetros corrientemente utilizados: A. Coloración de los conodontes, rango CAI (*color alteration index*), los colores y los rangos de temperatura son solo aproximados (compilado y modificado de Epstein et al. (1977) y Rejebian et al., 1987). Nótese que sólo los grados asociados al campo diagenético han sido representados (grados 1 a 5), excluyendo los correspondientes a condiciones metamórficas (grados 6 a 8); B. Estimación de la madurez térmica de la materia orgánica en función de las etapas de maduración de hidrocarburos. Esos estadíos se correlacionan con los cambios de color de esporas/polen y acritarcas utilizando el índice SCI (*spore color index*). Las esporas y granos de polen ilustrados en la figura corresponden a palinomorfos de cuencas argentinas (modificado de Hartkopf-Fröder et al. 2015).



Uno de los aspectos más importantes del estudio de las inclusiones fluidas es su capacidad para medir la temperatura de atrapamiento de los fluidos en el sistema mediante la medición directa utilizando la microtermometría. Esta técnica permite la determinación de la temperatura de los cambios de facies dentro de las inclusiones fluidas ocurridos debido a los cambios de temperatura que ha sufrido una roca. En esta técnica, las inclusiones de dos fases se calientan hasta que se homogeneizan. La temperatura a la que ocurre la homogeneización es la temperatura mínima de atrapamiento de ese fluido. Si se conoce la presión del sistema (a través de estimaciones barométricas separadas), entonces la temperatura puede estimarse a partir de la intersección de la isocora que pasa por la temperatura de homogeneización.

Los métodos mineralógicos pueden ser tanto sobre minerales individuales como la ya mencionada cristalinidad de la illita y las trazas de fisión, como sobre grupo de minerales cuyas temperaturas de formación/transformación son conocidas como por ejemplo las proporciones relativas de illita-esmectita en los interestratificados de arcillas y las asociaciones de zeolitas.

La *Termocronología por Trazas de Fisión* (TTF) se basa en el decaimiento radiactivo por fisión nuclear espontánea de los átomos de ^{238}U (Fig. 5.8).

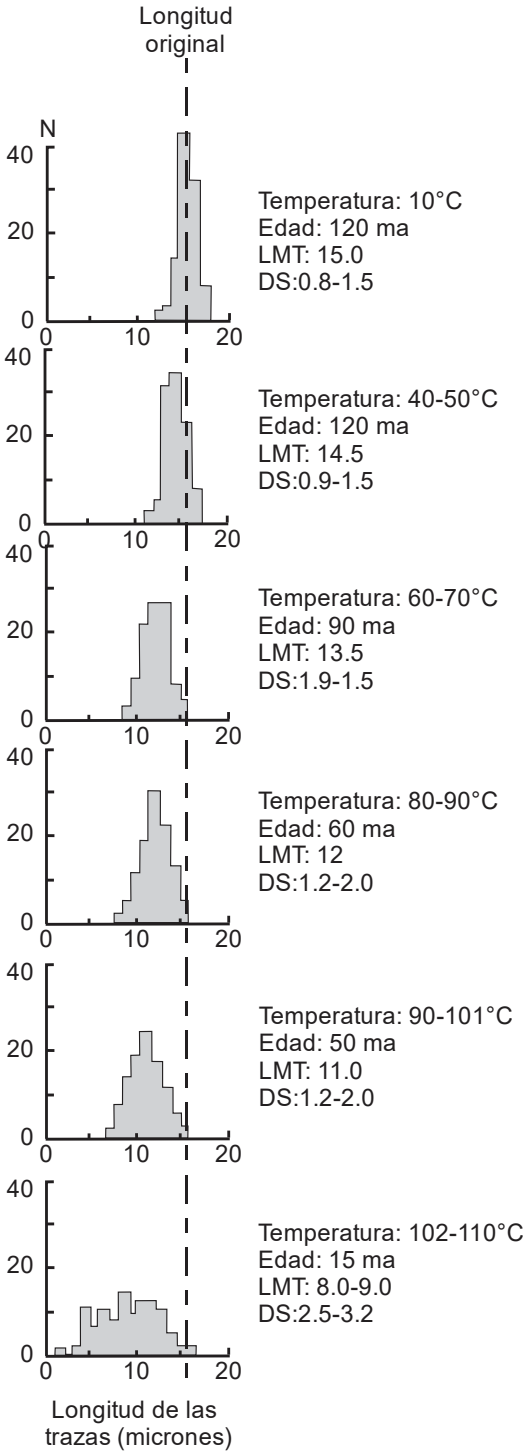


Figura 5.8. Diagrama que muestra temperatura de fondo de pozo versus edad AFT para muestras de la cuenca de Otway en Sudeste de Australia. La edad indicada está referida al momento del borrado térmico (modificado de Fitzgerald y Malusá, 2019).

Estos átomos están presentes en minerales accesorios tales como apatito, circón, titanita, monacita y vidrio volcánico. Una pequeña fracción (1/1.000.000) de los átomos de ^{238}U se desintegra por fisión espontánea. En este mecanismo de desintegración, el nucleido padre (es decir, ^{238}U) se desintegra en dos nucleidos hijos de masa aproximadamente igual (por ejemplo, Ba y Kr). Estas dos partículas transportan una gran cantidad de energía (~ 170 MeV) y, al tener carga positiva, se repelen fuertemente. Cada uno de los dos fragmentos de fisión viajan a través de la red cristalina del mineral

anfitrión, dejando un rastro de daño que se observa como trazas o líneas que pueden ser contadas y medidas.

Aunque las trazas de fisión se pueden observar directamente mediante microscopía electrónica de transmisión (TEM), un enfoque más práctico es pulir una superficie del mineral huésped con ácido. Esto amplía las zonas dañadas y permite contarlas con un microscopio petrográfico común.

Un incremento de la temperatura puede hacer que estos defectos en la red cristalina vayan disminuyendo hasta desaparecer. A este proceso de acortamiento de las trazas se le llama borrado térmico o *annealing*. Como básicamente la difusión térmica gobierna el proceso de borrado térmico, la reducción en la longitud FT es una función del tiempo de calentamiento y temperatura (Tagami y O´Sullivan, 2005).

Si bien esta técnica se usa principalmente para establecer edades de calentamiento/enfriamiento, es decir, soterramiento y exhumación, también puede aplicarse como geotermómetros en condiciones de relativamente bajas temperaturas coincidentes con el rango de la diagénesis. Malusá y Fitzgerald (2019) proveen una descripción general completa de los conceptos básicos y ejemplos de la aplicación de la termocronología de trazas de fisión y sus aplicaciones dentro de un marco geológico. Por ejemplo, para los apatitos comunes (i.e., F-apatitos), la zona entre los 60 y 120°C que se conoce como PAZ (*Partial Annealing Zone*) es la zona en la que las trazas tienen longitudes variables (menos de 16 ± 1 μm) y sufren un borrado térmico parcial, mientras que el borrado total ocurre a más de 120°C. A diferencia de los apatitos, los circones que se utilizan también comúnmente para las dataciones por TF tienen una temperatura de cierre de ~240 ± 30 °C.

Los minerales de arcilla en las areniscas resultan de la modificación de minerales de arcilla detríticos previos y/o la precipitación de nuevos minerales a través de reacciones diagenéticas. Por lo tanto, son útiles para entender las condiciones diagenéticas, incluida la historia térmica de una cuenca (Worden y Morad, 2003; Do Campo et al., 2014).

Como mencionáramos anteriormente el índice de cristalinidad de la illita es un indicador usualmente utilizado para establecer el límite entre la diagénesis y el metamorfismo, pero también permite estimar rangos intermedios de temperatura durante el soterramiento (Fig. 5.9).

Otro indicador que podría ser utilizado es la transformación de caolinita vermicular a dickita bien cristalizada que podría comenzar entre los 70-90 °C y completarse hacia los 120-130 °C (Worden y Morad, 2003).

Por otra parte, la transformación progresiva de esmectita a illita o de esmectita a clorita a partir de interestratificados de illita/esmectita (I/S) o clorita/esmectita (C/S) respectivamente, se produce a través de reacciones progresivas e irreversibles y se observa con frecuencia durante la diagénesis de sedimentos que contienen esmectita dioctaédrica (la primera) o trioctaédrica (la segunda).

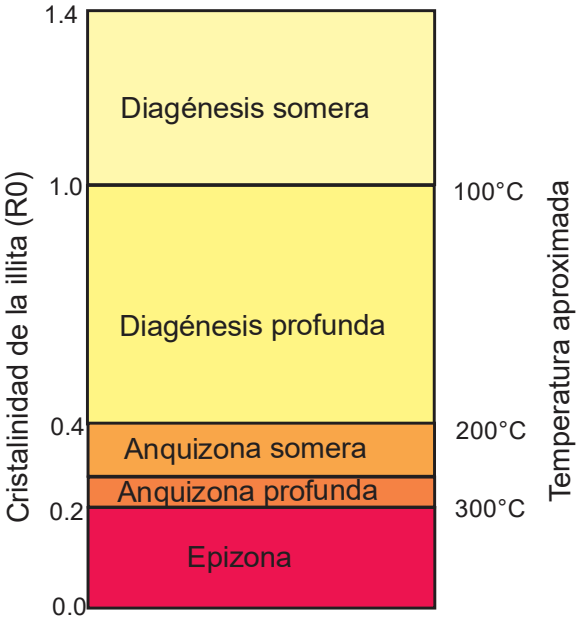


Figura 5.9. Gráfico mostrando las diferentes zonas diagenéticas, su relación con las metamórficas y las temperaturas correspondientes a partir de la determinación de la cristalinidad de la illita (R0, modificado de Verdel et al., 2012)

El ordenamiento de los interestratificados aumenta con el incremento de la temperatura durante el enterramiento, cambiando de arreglos desordenados (R0) a otros más ordenados (R1 y R3). Por lo tanto, la identificación de interestratificados de arcilla y la estimación de sus contenidos de illita o clorita permiten estimar las temperaturas máximas alcanzadas durante el enterramiento dado el suficiente tiempo para el desarrollo completo de estas transformaciones (Figs. 5.9, 5.10 y 5.11).

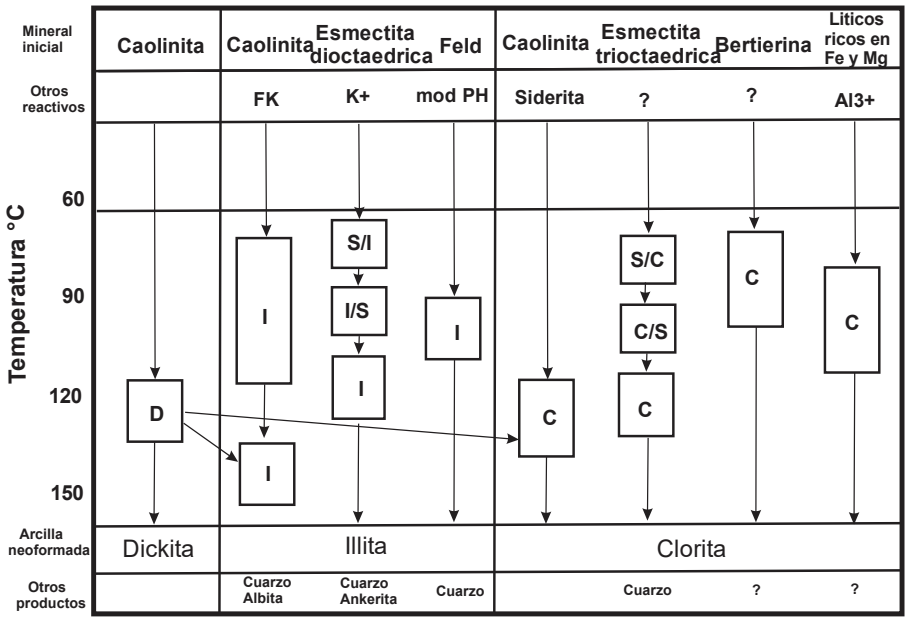


Figura 5.10. Transformaciones diagenéticas de algunos minerales de arcillas en areniscas en función de la temperatura. Modificado de Worden y Morad (2003).

Como se puede ver hay distintos indicadores que refieren a diferentes temperaturas o rangos de temperatura de formación o reacción (Fig. 5.11). Es por ello que se han

confeccionado tablas que representan equivalencias entre los distintos indicadores y además incentivan y facilitan el uso de multiproxies para una aproximación más certera sobre las temperaturas máximas alcanzadas por las rocas durante el soterramiento. Una revisión detallada fue llevada a cabo por Hartkopf-Fröder et al. (2015) quienes presentan numerosos gráficos de comparación entre diferentes índices de madurez térmica.

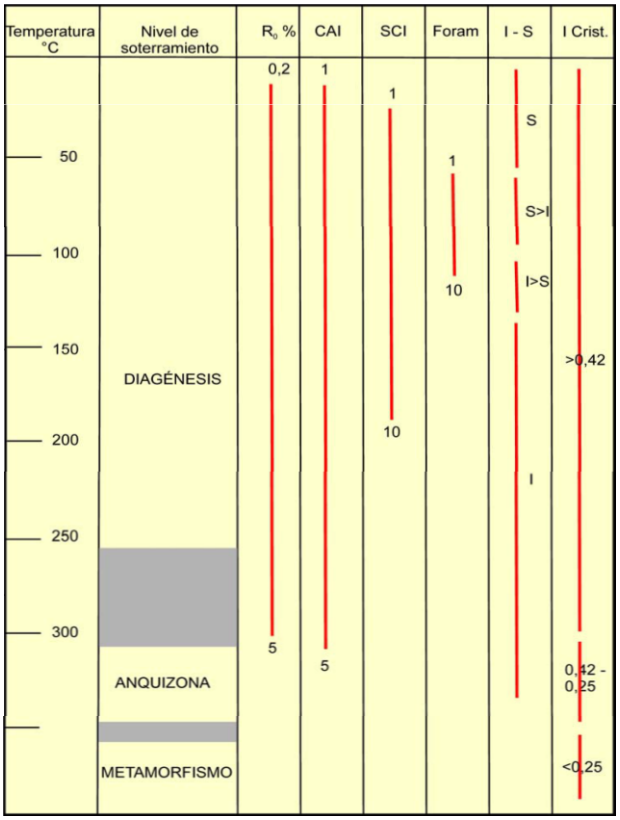


Figura 5.11. Diagrama comparativo simplificado del alcance de algunos de los geotermómetros. CAI: color de los conodontes; SCI: color de las esporas; Foram: color de los foraminíferos; I-S: interestratificados illita/esmectita; I Crist.: cristalinidad de la illita.

En rocas sedimentarias y especialmente en areniscas volcaniclásticas muchas zeolitas se originan durante la diagénesis o ya dentro del campo metamórfico. La distribución regional de zeolitas en rocas sedimentarias fue reconocida por primera vez por Coombs (1954), quien realizó estudios petrográficos detallados de las grauvacas tobáceas y tobas de composición andesítica a riolítica en Nueva Zelanda. Este autor reconoció la presencia de heulandita y analcima cerca de la parte superior de la secuencia y heulandita y laumontita en la parte inferior de la misma, extendiendo este esquema de progresiva zeolitización con la profundidad para sedimentos clásticos en otros cinturones orogénicos. Los conjuntos de zeolitas mencionadas por Coombs (1954) fueron posteriormente descritas en rocas volcánicas neógenas de Japón donde Utada (1965, 1970) y posteriormente Utada et al. (1999) reconocieron distintas zonas que de arriba abajo comprendían: vidrio fresco, clinoptilolita + mordenita, analcima + heulandita, laumontita y albita (Fig. 5.12 y 5.13). Posteriormente, las asociaciones de minerales de estas zonas fueron correlacionadas con la temperatura a partir de perforaciones en la zona de Japón, estudios isotópicos y de inclusiones fluidas (Utada, 2001).

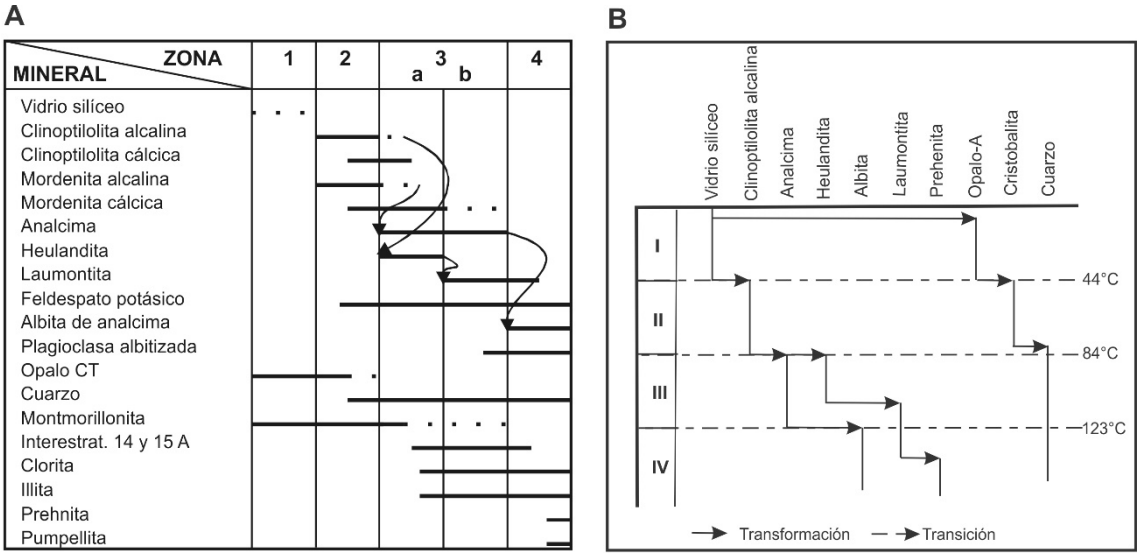


Figura 5.12. A. Zonas diagenéticas definidas por Ijima y Utada (1966) e Ijima (1988). La presencia de prehnita y pumpellyta em la zona IV indica su transición al metamorfismo; B. Transformaciones mineralógicas y temperaturas de los límites de las zonas mineralógicas medidas en una perforación en las islas japonesas (modificado de IIima, 1995).

El uso de isótopos estables, especialmente del C y O, es bien conocido para determinación de las temperaturas de ambientes sedimentarios (por ejemplo, paleotemperatura del agua). Sin embargo, diversos isótopos estables como los del carbono (^{12}C y ^{13}C), oxígeno (^{16}O y ^{18}O) e hidrógeno (^{1}H y ^{2}H) son comúnmente aplicados en el análisis de la diagénesis de areniscas (Hoefs, 2009).

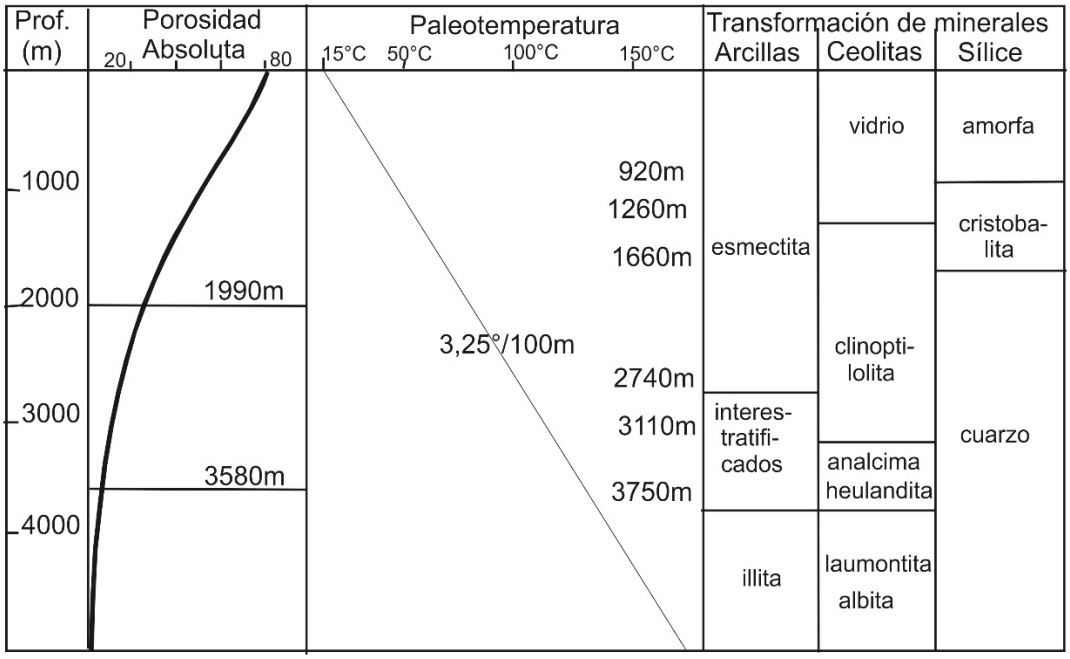


Figura 5.13. Relaciones entre la profundidad de enterramiento, porosidad absoluta, temperatura y la transformación de minerales de arcilla, sílice y zeolitas en sedimentos arcillosos volcanogénicos del Neógeno de Japón (modificado de Aoyagi y Kazama, 1980).

El análisis de isótopos estables ligeros, es decir, carbono, oxígeno, hidrógeno, proporciona formas efectivas de estudiar el origen y la temperatura de formación de carbonatos autigénicos, cuarzo y minerales de arcilla. Los valores de $\delta^{13}C$ revelan la fuente de carbono y el origen de los cementos de carbonato. Los valores de $\delta^{18}O$ pueden usarse para calcular la temperatura de formación de cementos de carbonato, cuarzo y minerales de arcilla. La combinación del análisis de isótopos de hidrógeno y oxígeno permite determinar eficazmente los orígenes de los minerales de arcilla autigénicos. Los cálculos de isótopos agrupados (*clumped isotopes*) reconstruyen la temperatura de precipitación de carbonatos que no requiere suposiciones sobre el $\delta^{18}O$ de las aguas iniciales (Xi et al., 2019).

La termometría de isótopos agrupados es una técnica recientemente desarrollada para carbonatos, que permite una estimación de la temperatura independiente de los valores de $\delta^{18}O$ del agua, basándose en mediciones del grado de ordenamiento de enlaces ^{13}C y ^{18}O en entre sí en las estructuras de los carbonatos (Schauble et al., 2006; Eagle et al., 2013). Las proporciones de enlaces ^{13}C-^{18}O en carbonatos son sensibles a sus temperaturas de crecimiento, independientemente de la composición isotópica total y, por lo tanto, el análisis de isótopos agrupados en carbonatos se puede utilizar para reconstruir la temperatura de precipitación del carbonato sin necesidad de hacer suposiciones sobre el $\delta^{18}O$ de las aguas a partir de las cuales se formaron.

Fluidos

El sistema hidrológico de las cuencas sedimentarias incluye fluidos de fuentes superficiales (meteóricas o marinas) y profundas (compactacionales, termobáricas) (Bjorlykke, 1994). Los fluidos y sus sistemas de flujo cambian con la profundidad, así como entre los meteóricos y los marinos pueden cambiar lateralmente siguiendo, por ejemplo, patrones transgresivos-regresivos. Como resultado, los sedimentos y rocas sedimentarias presentarán una sucesión de fluidos de diversos orígenes y composición a lo largo de su historia diagenética.

El movimiento de los fluidos a escala cuencal es convectivo. La presión sobre estos fluidos aumenta con la profundidad y su densidad (Gretener, 1977). Esta presión es denominada hidrostática porque el fluido está en equilibrio y no fluye debido a la misma. El movimiento de los fluidos se produce debido a gradientes de presión entre diferentes zonas. Un incremento en la presión hidrostática puede corresponder también a una sobrepresión producida por rápido soterramiento y retención de una gran cantidad de fluidos, o debido a una generación *in situ* de nuevos fluidos como por ejemplo agua, CO_2, H_2S o N_2 producidos durante la maduración de materia orgánica o debido a la expulsión de agua de minerales hidratados como el yeso o ciertas arcillas (pasaje de esmectita a illita).

Básicamente, las soluciones porales son de base acuosa, pero en ciertas circunstancias estos pueden incluir otros componentes como hidrocarburos o gases tales como CO_2, H_2S o N_2. Las aguas subsuperficiales contienen diferentes proporciones de sales disueltas y

pueden clasificarse como salmueras (*brines*) con más de 3,5 por mil de salinidad, salinas (*salines*) con salinidades entre 1 y 3,5 por mil, salobres (*brackish*) con salinidades de 0,1 y 1 y dulces (*fresh*) con salinidades menores a 0,1 por mil. Las aguas pueden ser óxicas (más de 2,0 ml/l de oxígeno), subóxicas (entre 0,2 y 2 ml/l de oxígeno) o anóxicas (menos de 0,2 ml/l de oxígeno disuelto). Las aguas subsuperficiales o subterráneas corresponden a tres ambientes o regímenes hidrológicos principales relacionados con la profundidad (Galloway, 1984; De Ros, 1996): meteórico, compactacional y termobárico (Fig. 5.14).

El régimen meteórico comprende las aguas que se encuentran a poca profundidad (decena de metros hasta pocos kilómetros) e intercambian activamente con el ambiente depositacional (continental o marino). El agua se mueve principalmente siguiendo gradientes topográficos (Bethke y Marshack, 1990). La infiltración de aguas desde la superficie, que normalmente contiene arcillas, produce la alteración de aluminosilicatos (por ejemplo, feldespatos), formación de calcretes, silcretes, etc., y la oxidación de minerales ferromagnesianos. En esta zona también tiene lugar el desplazamiento de fluidos a lo largo de capas permeables (acuíferos) y puede producirse el desplazamiento de aguas de diferentes densidades como ser cuñas salinas desde la línea de costa marina hacia el continente o de agua dulce hasta cientos de kilómetros costa afuera (Manheim & Paull, 1981).

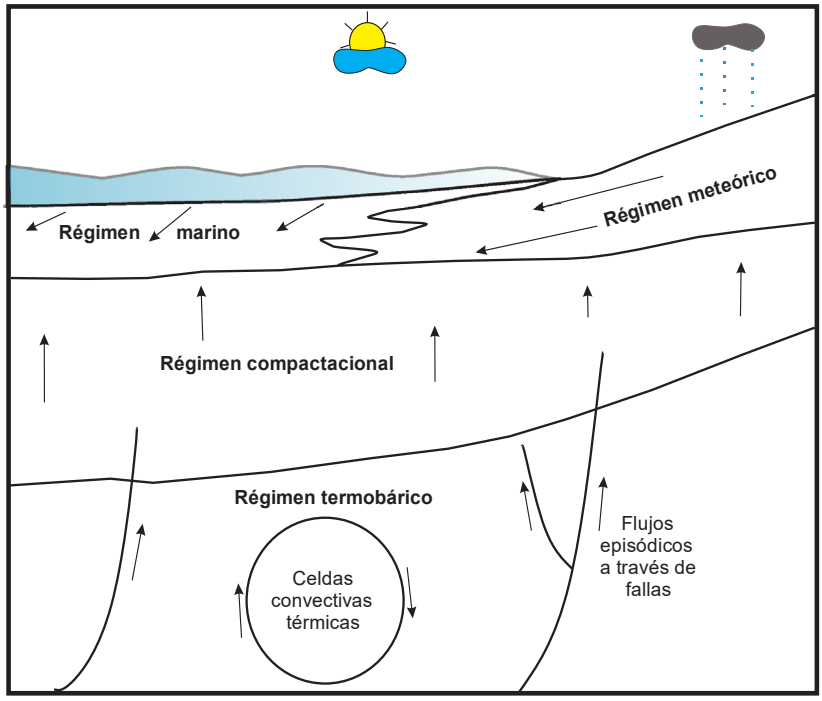


Figura 5.14. Desplazamiento de los fluidos (representados por flechas) en los diferentes regímenes del ambiente diagenético.

El régimen compactacional se desarrolla hasta unos 4 km de profundidad donde la compactación habrá llegado a un máximo y se caracteriza por la expulsión del agua contenida en los poros (Gretener, 1977). El agua expulsada, que es mayormente connata (es decir, depositacional) o mezcla con aguas meteóricas, migra hacia arriba, aunque

puede haber barreras de permeabilidad (por ejemplo, capas arcillosas o salinas) que generen zonas de sobrepresión, o sea, donde la presión hidrostática supera la litostática, y que produzcan desviaciones de los patrones generales de circulación. El ritmo de generación de fluidos por compactación es generalmente menor a la tasa de acumulación y subsidencia (Bjorlykke, 1983), por lo cual la profundidad de estos y por consiguiente su temperatura irá aumentando.

El régimen termobárico corresponde a las regiones más profundas de la cuenca sedimentaria (usualmente más de 4 km de profundidad) donde la temperatura y la presión litostática son máximas. En estas condiciones grandes volúmenes de fluidos pueden liberarse debido a la deshidratación de ciertos minerales como arcillas, yeso y otros minerales hidratados. En general, el movimiento de los fluidos es hacia arriba o hacia los márgenes de la cuenca, pero también puede haber gradientes de presión producidos por deshidratación o generación de hidrocarburos. El movimiento generalmente es lento debido a la baja permeabilidad de las rocas que se encuentran a estas profundidades. Ocasionalmente, puede haber un movimiento de fluidos descendente debido a zonas de sobrepresión.

Las fallas pueden tener un comportamiento dual, aunque mayormente actúan como un conducto para la migración hacia arriba de los fluidos, las mismas pueden provocar barreras de permeabilidad cuando producen la superposición de capas impermeables sobre otras más porosas.

En general, se observa un aumento de la salinidad con la profundidad debido a que el incremento de la temperatura hace que los minerales sean más solubles y al efecto de tamiz químico que generan las formaciones arcillosas que retienen a los cationes mayores o de más carga. Sin embargo, los movimientos de aguas subsuperficiales y sus cambios químicos son muy difícil de predecir y, por lo tanto, los estudios diagenéticos tienden a ignorar su existencia, lo cual hace que los modelos sean más simples, pero ciertamente menos precisos.

Composición y textura

La composición y textura de los sedimentos derivan de la primera parte del ciclo sedimentario: roca fuente, clima, meteorización, transporte y depositación. Los sedimentos imponen las condiciones iniciales y ejercen un claro control sobre la diagénesis (Reed et al., 2005).

En primer lugar, cabe diferenciar los efectos de la diagénesis sobre sedimentos epiclásticos de aquellos volcaniclásticos, carbonáticos o químicos (estos últimos no tratados en este libro) y aún dentro de los primeros, conglomerados y areniscas se comportarán en forma diferente que las pelitas.

Es sencillo de comprender que las pelitas son composicionalmente diferentes de las areniscas, aunque toda una transición existirá a partir de las posibles mezclas granulométricas (areniscas fangosas y fangolitas arenosas). En general, la mayor proporción de minerales de arcilla en las pelitas le otorgan un carácter químicamente más complejo que las areniscas de su misma cohorte. Así mismo, las porosidades y su

comportamiento bajo un esfuerzo compresivo como puede ser la presión litostática son esencialmente diferente entre las granulometrías más gruesas y las más finas. Por ejemplo, las areniscas presentan porosidades iniciales cuyos valores promedios oscilan entre 30% y 40% mientras que las pelitas suelen tener hasta un 80% de porosidad depositacional. Sin embargo, estas últimas son mucho más reactivas a la compactación perdiendo rápidamente la porosidad hasta eventualmente convertirse en rocas impermeables.

Aún dentro de una misma clase granulométrica, la composición original del sedimento ejerce un control primario sobre los procesos diagenéticos. Ciertamente, la complejidad de las reacciones químicas no será la misma para un sedimento cuarzoso que para otro con abundantes feldespatos o aquel rico en detritos volcánicos. Así mismo, la respuesta mecánica de cada uno de estos componentes a los esfuerzos generados por la carga litostática será diferente, pudiéndose observar que ante una misma condición los clastos se comportarán como elementos dúctiles (se deforman) o frágiles (se fracturan o se generan fenómenos de presión-solución). En este sentido, Primmer et al. (1997) agrupan a las areniscas en tres categorías que responden en forma esencialmente distinta a las condiciones diagenéticas: las cuarzosas (cuarcitas y areniscas líticas dominadas por cuarzo policristalino), las arcósicas (dominadas por feldespato potásico y las areniscas líticas provenientes de granitos y gneises) y las líticas dominadas por fragmentos volcánicos mesosilícicos y básicos, metamorfitas de bajo grado y lutitas, a las cuales se debería sumar aquellas arcosas plagiocásicas.

En definitiva, como podría esperarse arenitas cuarzosas y wackes líticos formarían los extremos de una serie continua de areniscas que responderán de manera diferentes a las mismas condiciones diagenética, siendo la respuesta de las segundas mucho más compleja y difícil de modelar. Por ejemplo, en una arena de cuarzo puro la compactación puede reducir el espesor del banco en un 10 y 15% mientras que sedimentos compuestos por fragmentos inestables ese valor puede alcanzar un 30% (Scasso y Limarino, 1997).

Tiempo

Una de las condiciones más relevantes y de difícil reproducción en laboratorio es el tiempo durante el cual los materiales permanecen sometidos a ciertas condiciones diagenéticas (básicamente presión y temperatura). El tiempo es un control omnipresente en la diagénesis (y en geología en general).

Existen procesos diagenéticos geológicamente instantáneos o casi instantáneos, algunos relativamente rápidos y otros extremadamente lentos.

Se suele utilizar el término “tiempo de residencia” para referirse al intervalo temporal durante el cual un sedimento/roca estuvo sometido a condiciones similares, muchas veces relacionadas con la profundidad de enterramiento. Cabe recordar que, en general, las reacciones químicas durante la diagénesis son relativamente lentas, aunque estas aumentan con la temperatura (es decir, con la profundidad), mientras que otras como la compactación suelen ser mucho más rápidas y disminuir progresivamente a partir de la pérdida progresiva de espacio poral.

PRODUCTOS DIAGENÉTICOS

Como se ha dicho, la diagénesis produce la transición del sedimento a roca sedimentaria y frecuentemente a la litificación. Los productos de la diagénesis son muy variados y obedecen a diferentes controles. Por una cuestión de practicidad los efectos de la diagénesis se suelen dividir en dos categorías, aquellos debidos principalmente a fenómenos físicos producto del incremento presión durante el soterramiento y que llevan a la *compactación* y aquellos cuyas causas son mayormente químicas y cuyos procesos principales son la *autigénesis y la disolución*.

Compactación

La compactación mecánica es la deformación resultante del aumento del esfuerzo efectivo generado por la sobrecarga, de modo que el empaquetamiento cambia y la porosidad y el volumen total de la roca se reducen.

La compactación puede dividirse aproximadamente en categorías físicas y químicas. La compactación física (mecánica) incluye la reacomodación mecánica de los granos a medida que se mueven hacia un empaquetamiento más estable e involucra la rotación, deslizamiento y rotura de granos y la deformación de granos dúctiles y micas.

Se ha reconocido desde hace tiempo que, además de la profundidad de enterramiento, otras variables afectan a la compactación mecánica de las areniscas. Estas incluyen la edad y la temperatura (Maxwell, 1964; Selley, 1978), el tamaño de grano y la madurez textural (Fuchtbauer, 1974; Chilingarian, 1983; Baldwin y Butler, 1985), la presencia de cemento temprano (Chilingarian, 1983), y la abundancia de granos dúctiles (Rittenhouse, 1971; Smosna, 1989). Por ejemplo, la compactabilidad de las arenas depende principalmente del tamaño de grano, selección, forma, orientación y composición de los clastos. Las porosidades iniciales de arenas medianas a gruesas con clastos cuarzosos, bien redondeados y seleccionados, podría estar alrededor del 37%, incrementándose hasta cerca del 50% para las arenas finas con clastos irregulares (Chilingarian, 1983).

La compactación mecánica está controlada por el esfuerzo efectivo que soportan los clastos y domina hasta una profundidad de entre 2 y 4 km, lo que equivale aproximadamente a 80−100°C dependiendo de los gradientes geotérmicos (Szabo y Paxton, 1991; Bjørlykke, 1997; Bjørkum et al., 1998).

La compactación química se refiere a la disolución que se produce en los contactos entre granos seguida de precipitación en poros abiertos cercanos (fenómeno comúnmente denominado presión-solución), y se considera que está controlada tanto por la presión efectiva como por la temperatura (>90−100°C) que ocurren a un nivel de enterramiento relativamente profundo (Bjørlykke y Høeg, 1997). Sin embargo, estudios más recientes han indicado que el factor más importante que controla la cinética de los procesos de disolución por presión son la temperatura y el tiempo geológico, en lugar de la presión efectiva (Tada y Siever, 1989; Sheldon et al., 2003), por lo cual este fenómeno puede producirse a profundidades menores a las previamente estimadas.

La compactación química se puede observar en los contactos entre granos de diferentes tipos de componentes detríticos, incluyendo cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos (Bjørlykke, 2010).

En la práctica la compactación en cuencas sedimentarias se modela sólo como compactación mecánica asumiendo que la fuerza impulsora principal es el esfuerzo efectivo por sobrecarga. Como durante la compactación mecánica el volumen de sólidos (clastos+matriz) no se modifica, el efecto de esta se manifiesta como una disminución de la porosidad depositacional. Es por ello que numerosos estudios y técnicas han tratado de estimar la profundidad de enterramiento a través de las variaciones de la porosidad primaria. Sin embargo, se debe tener en cuenta que en la parte más profunda de las cuencas sedimentarias (> 2–3 km, 70–100°C), la compactación también implica la disolución y precipitación de minerales, y estos procesos están fuertemente controlados por la temperatura y, en menor medida, por las variaciones en el esfuerzo efectivo.

Varios investigadores han propuesto que existe un límite máximo de profundidad para la compactación mecánica de las areniscas. El dominio de la compactación mecánica se extiende hasta una profundidad de 1200 m según Loucks et al. (1984), 1500 m según Fuchtbauer (1974) y Chilingarian (1983), 1800 m según Nagtegaal (1980), 2600 m según Pittman y Larese (1991), y 7000 m según Wilson y McBride (1988). Finalmente, Bjørlykke (1999a, 1999b) indica que la compactación mecánica en los sedimentos silíceos es dominante hasta una profundidad de enterramiento de aproximadamente 2 km (unos 70–80°C) debido a que a bajas temperaturas las reacciones químicas en silicatos son muy bajas como para dar origen a fenómenos de presión-solución significativos.

La compactación afecta significativamente la fábrica original del sedimento y es por ello que diversos autores han propuesto diferentes índices para caracterizar el empaquetamiento y utilizar esto como medida de la compactación (Tabla 5.1, Fig. 5.15).

ÍNDICES DE CARACTERIZACIÓN SEMICUANTITATIVA DE LA FÁBRICA

Indice de empaquetamiento = (nc.dm) / L (Emery y Griffiths, 1954)
Número de contactos = nc (promedio de contactos por granos) (Taylor, 1950)
Densidad de empaquetamiento = (I/L) * 100 (Kahn, 1956)
Indice de proximidad de empaquetamiento = (nc/nt) * 100 (Kahn, 1956)
Indice de contactos = (t+2r+3c+4s) / (t+r+c+s) (Fuchtbauer, 1967)
Indice de empaquetamiento potenciado = (f+2t+4r+8c+16s) / (f+t+r+c+s) (Hoholick, 1982)
Indice de empaquetamiento cerrado (TPI) = promedio de (r+c+s) (Wilson y McBride, 1988)
Indice de condensación = GL/GF (Allen, 1962)

Tabla 5.1. Índices utilizados para la caracterización semicuantitativa de la fábrica de areniscas. Referencias: tipo de contactos (t: tangenciales, r: rectos, c: cóncavo-convexos, s: suturados, f: flotantes), n: número total de granos, nc: número de contactos entre granos, nt: número total de contatos, Dv y Dh: distancia horizontal o vertical entre granos respectivamente, L. longitud de la línea transversa, I: longitud de la suma de granos atravesados por una transversa, dm: diámetro medio de los granos, GF y GL: porcentaje de granos fijos y libres respectivamente.

Dos de los índices más sencillos y tempranamente utilizados como indicadores del grado de compactación son el número de contactos por clasto (en realidad se utiliza el promedio del número de contactos que presenta un número estadísticamente significativo de clastos de una muestra) y la geometría de los contactos entre clastos (Taylor, 1950). Los tipos de contactos entre clastos, tal como aparecen en un corte delgado de una sección aleatoria de una arenisca, se clasifican como tangenciales, rectos, cóncavo-convexos y suturados (Fig. 5.16). Los granos que no tienen contactos en el plano del corte delgado se designan como "flotantes" (Taylor, 1950).

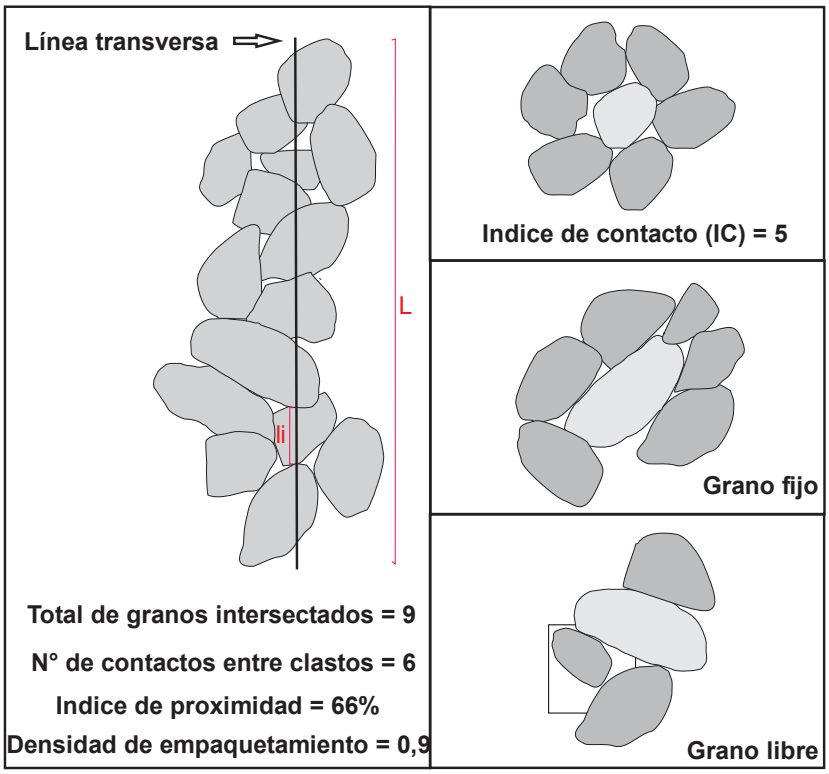


Figura 5.15. Esquema mostrando diferentes índices que caracterizan el empaquetamiento. Grano fijo es aquel que presenta más del 50% de su perímetro comprometido en contactos intergranulares. Modificado de Scasso y Limarino (1997).

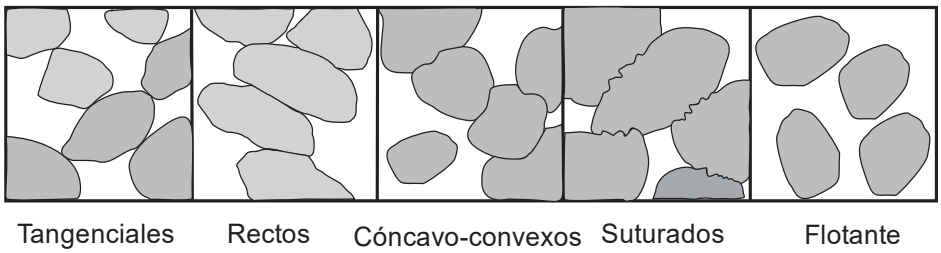


Figura 5.16. Tipos de contactos entre clastos y textura flotante de acuerdo al esquema presentado por Taylor (1950).

Taylor (1950) sugirió que los granos flotantes y los contactos tangenciales son el resultado del empaquetamiento original, los contactos rectos pueden ser tanto producto

del empaquetamiento original como compactacionales por reacomodamiento por presión y los contactos cóncavo-convexos y suturados son, generalmente, el resultado de la compactación. A partir de esto y midiendo el número y tipo de contactos en areniscas de la Formación Mesaverde (Wyoming, EEUU), Taylor encontró un cambio progresivo entre los tipos de contactos con la profundidad (Fig. 5.17)

El comportamiento de estos valores indica que el número de contactos totales aumenta con la profundidad debido a la disminución del espacio intergranular. Este parámetro fue posteriormente denominado índice de contacto (CI) por Pettijohn et al. (1972). Mientras tanto, los contactos tangenciales disminuyen en una relación casi lineal, ya que éstos son parte únicamente de la fábrica depositacional. Los contactos rectos y cóncavo-convexos, por otra parte, presentan un aumento inicial debido a la compactación y una posterior caía posiblemente debido al inicio del desarrollo de interpenetraciones entre clastos tanto por deformación dúctil (contactos cóncavo-convexos) como por presión-solución (contactos suturados). Nótese que no se están considerando otros procesos que podrían ocurrir simultáneamente como ser cementación temprana.

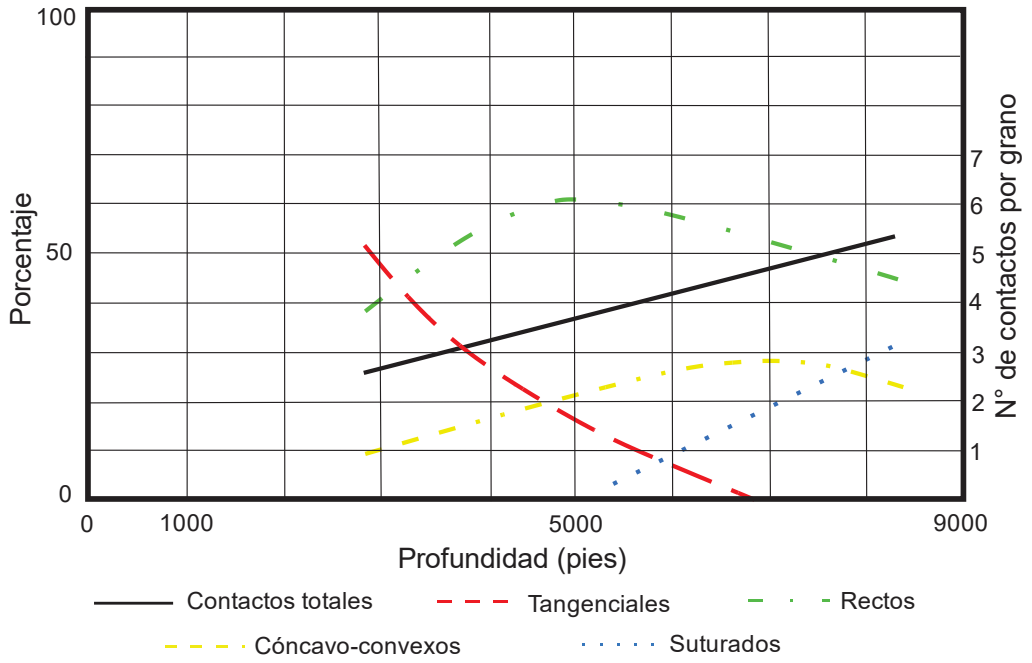


Figura 5.17. Relación entre el número y tipo de contactos con la profundidad según Taylor (1950)

Wilson y McBride (1988) utilizaron el CI y definieron además el índice de empaquetamiento cerrado (TPI) como el promedio de número de contactos rectos, suturados y cóncavo-convexos, graficando sus variaciones respecto de la profundidad para areniscas del Plioceno de California. Aunque sus datos están ampliamente dispersos (r^2 = 0,38-0,64), Wilson y McBride (1988) calcularon un gradiente de CI de 0,189/1000 pies (equivalente a 0,186/300 m) y un gradiente de TPI de 0,27/1000 pies (equivalente a 0,266/300 m). Estos autores indican que los valores de CI presentan una mejor correlación con la profundidad que los del TPI, mientras que estos últimos son mejores indicadores de la porosidad pre-cementación. Sin embargo, se ha demostrado que estos dos índices

resultan dependientes de la selección y del tamaño de grano (McBride et al., 1991) lo que debe tenerse en cuenta cuando se realizan estudios comparativos.

Una última consideración sobre la compactación se refiere al progreso de la misma respecto a la profundidad de soterramiento teniendo en cuenta que la disminución del espacio poral, si bien es progresiva, no necesariamente es lineal. En este sentido, los resultados obtenidos por McBride et al. (1991) en cuanto a la variación del CI y el TPI con la profundidad (Fig. 5.18) plantean una interesante alternativa que permiten interpretar esta variación como lineal truncada, en donde según la variación en profundidad del CI las muestras más someras (hasta los 1200 m) fueron compactadas hasta 10 veces más rápidamente que las más profundas. Esto podría corresponder a una zona superior de compactación mecánica dominante seguida por una zona más profunda de compactación química dominante. Al analizar separadamente el comportamiento de los diferentes tipos de contactos (rectos vs cóncavo-convexos+suturados) los primeros presentan un incremento casi lineal con la profundidad mientras que los segundos vuelven a mostrar una variación logarítmica (McBride et al., 1991), lo cual parecería avalar la suposición anterior.

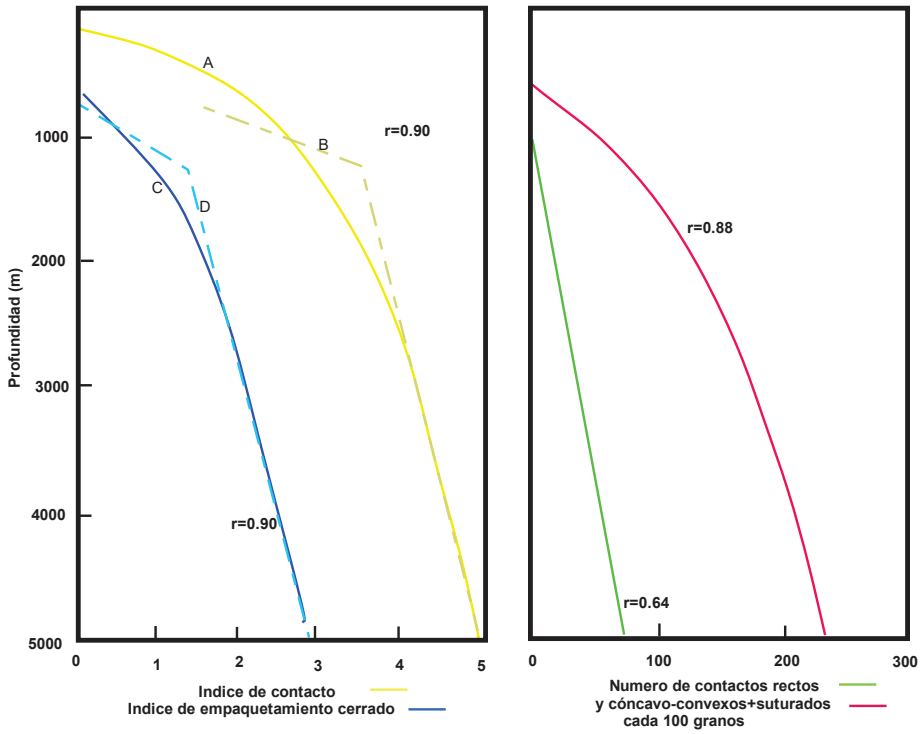


Figura 5.18. Variación de los índices de contacto y tipos de contacto con la profundidad para las areniscas estudiadas por McBride et al. (1991).

La acción de la presión queda también demostrada en las areniscas donde la porosidad primaria más el volumen del cemento intergranular es menor que el volumen de poros original de la arena. A partir de esto el papel de la compactación en la diagénesis de las areniscas también se estudió observándose el cambio en el volumen intergranular (IGV), que es la suma de todo el cemento (CEM) y la porosidad primaria remanente (Houseknecht, 1987; Ludengard, 1992, Fig. 5.19).

Es necesario aquí hacer dos consideraciones muy importantes, una con respecto al cemento y otra con la porosidad original (OP) o depositacional que debe ser considerada.

El cemento que debe ser tenido en cuenta para estos cálculos se refiere a todo el cemento que ocupa porosidad primaria. Es decir, no debe considerarse el cemento que ha reemplazado clastos o matriz y en cambio sí debe ser tenido en cuenta el cemento formado como crecimiento secundario. Un caso particular, aunque de difícil resolución práctica, es aquel cemento que está reemplazando un cemento previo, aunque sin cambio de volumen y que, de poder ser identificado, si debiera ser considerado.

Con respecto a la porosidad original se han tomado diferentes aproximaciones que básicamente se refieren a la medición de la porosidad de arenas recientemente depositadas en diferentes ambientes (ej. Pryor, 1973; Wilson y McBride, 1988) o de mezclas de sedimentos artificialmente compactados (ej. Bear y Weyl, 1973; Gluyas y Cade, 1997) o bien calcular la porosidad a partir de diferentes parámetros, como por ejemplo la selección (ej. Scherer, 1987).

Houseknecht (1987) utilizó la relación entre IGV y cemento para cuantificar la importancia relativa de los procesos de compactación y cementación en las areniscas (Figs. 5.19, 5.21 y 5.22). Propuso un diagrama simple para evaluar qué proceso era más importante para la reducción de la porosidad intergranular considerando arenas bien seleccionadas, principalmente compuestas por granos rígidos y estimando una porosidad depositacional del 40%. Este autor concluyó que hasta el 25% del volumen intergranular original puede ser reducido por compactación mecánica (reorientación y re-empaquetamiento de granos) y que posteriormente puede ocurrir una reducción adicional debido a la disolución por presión. Sin embargo, la porosidad también puede ser destruida por cementación.

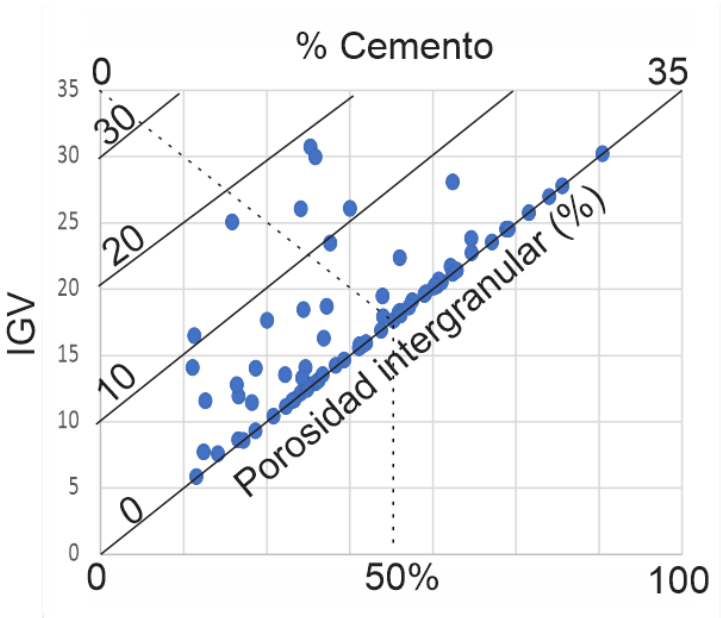


Figura 5.19. Ejemplo de la relación entre el IGV, el porcentaje de cemento y la porosidad intergranular para las areniscas de la Formación Vinchina (modificado de Marenssi et al., 2022).

Ehrenberg (1989) revisó el trabajo de Houseknecht (1987) y artículos similares (por ejemplo, Wilson y Mcbride, 1988) y encontró algunos problemas relacionados tanto con la fórmula utilizada para calcular la pérdida de porosidad por compactación como con la aceptación de un valor fijo del 40% de porosidad original (OP) para todos los tipos de areniscas independientemente de su tamaño de grano y selección. Ehrenberg (1989) propuso entonces utilizar datos generados por Beard y Weyl (1973) junto con el coeficiente de selección de Trask para calcular la porosidad inicial de las arenas de manera más precisa en un análisis caso por caso (Fig. 5.20).

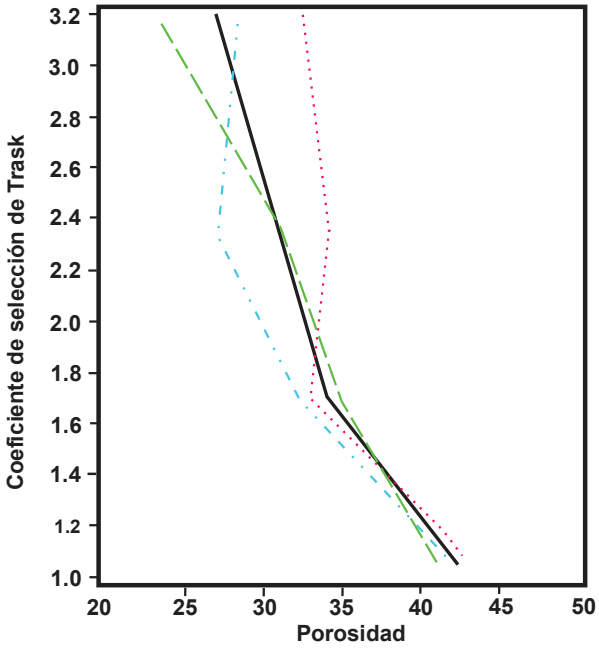


Figura 5.20. Relación entre el coeficiente de selección de Trask y la porosidad para diferentes mezclas de sedimentos artificialmente compactadas (Modificado de Beard y Weil, 1973 y Ehrenberg, 1995). Celeste = media de 0,86 mm; Verde = media de 0,30 mm; Rojo = media de 0,07 mm. La línea negra conecta los valores promedio para cada clase.

Ehrenberg (1989) también proporcionó fórmulas corregidas (1 y 2) para calcular la pérdida de porosidad por compactación (COPL) y la pérdida de porosidad por cementación (CEPL) modificando así el gráfico original de Houseknecht (1987) para estimar la importancia relativa de la compactación y la cementación:

$$COPL = OP - ((100 \times IGV) - (OP \times IGV) / (100 - IGV)) \quad (1)$$

$$CEPL = (OP - COPL) \times CEM / IGV \quad (2)$$

Ludengard (1992) también analizó posibles fuentes de errores para calcular el IGV y el COPL. Concluyó que los datos de arenas depositadas naturalmente reflejan de manera más realista la porosidad de depositación en contraposición de aquellas artificialmente empaquetadas como las mezclas utilizadas por Beard y Weyl (1973), y eligió un valor del 45% para la porosidad inicial de las areniscas consideradas en su estudio.

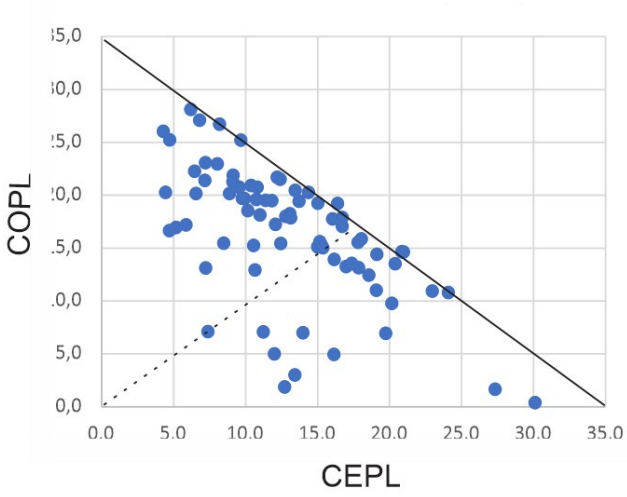


Figura 5.21. Ejemplo de la pérdida de porosidad por compactación vs cementación de las areniscas de la Formación Vinchina (modificado de Marenssi et al., 2022).

Sin duda, esta elección resultó en una sobreestimación de la pérdida de porosidad por compactación en algunas muestras y una subestimación en otras. Este autor introdujo el índice de compactación (ICOMPACT) como la razón entre la pérdida de porosidad por compactación (COPL) y la suma de la pérdida de porosidad por compactación y la pérdida de porosidad por cementación (CEPL) (3).

$$ICOMPACT = COPL / (COPL + CEPL) \quad (3)$$

Este índice es igual a 1 cuando toda la pérdida de porosidad se debe a la compactación y está cerca de 0 cuando la pérdida está principalmente relacionada con la cementación. Este índice no refleja la magnitud de la pérdida de porosidad y, por lo tanto, muestras con diferentes porosidades pueden tener el mismo valor de índice. Sin embargo, permite estimar fácilmente la importancia relativa de los procesos de compactación y cementación.

Ehrenberg (1995) presentó un detallado estudio sobre la metodología, límites y resultados para el cálculo de la porosidad perdida por compactación a través de estudios sobre secciones delgadas de areniscas.

La compactación es un proceso irreversible que se incrementa, en una relación directa pero no lineal, con la profundidad de enterramiento e implica una disminución del volumen del sedimento/roca casi exclusivamente debido a la reducción del espacio poral intergranular. El análisis de la compactación en las areniscas se resuelve a través de la descripción de la fábrica y las mediciones de la porosidad. Las mediciones sobre la fábrica se enfocan principalmente en el empaquetamiento y la deformación de los clastos. La porosidad debe estimar la pérdida de porosidad debida solo a factores mecánicos. Estos estudios se realizan a partir de cortes delgados identificando y cuantificando la cantidad y tipo de contactos entre granos, estimando los efectos de la deformación sobre clastos y cuantificando la porosidad primaria remanente.

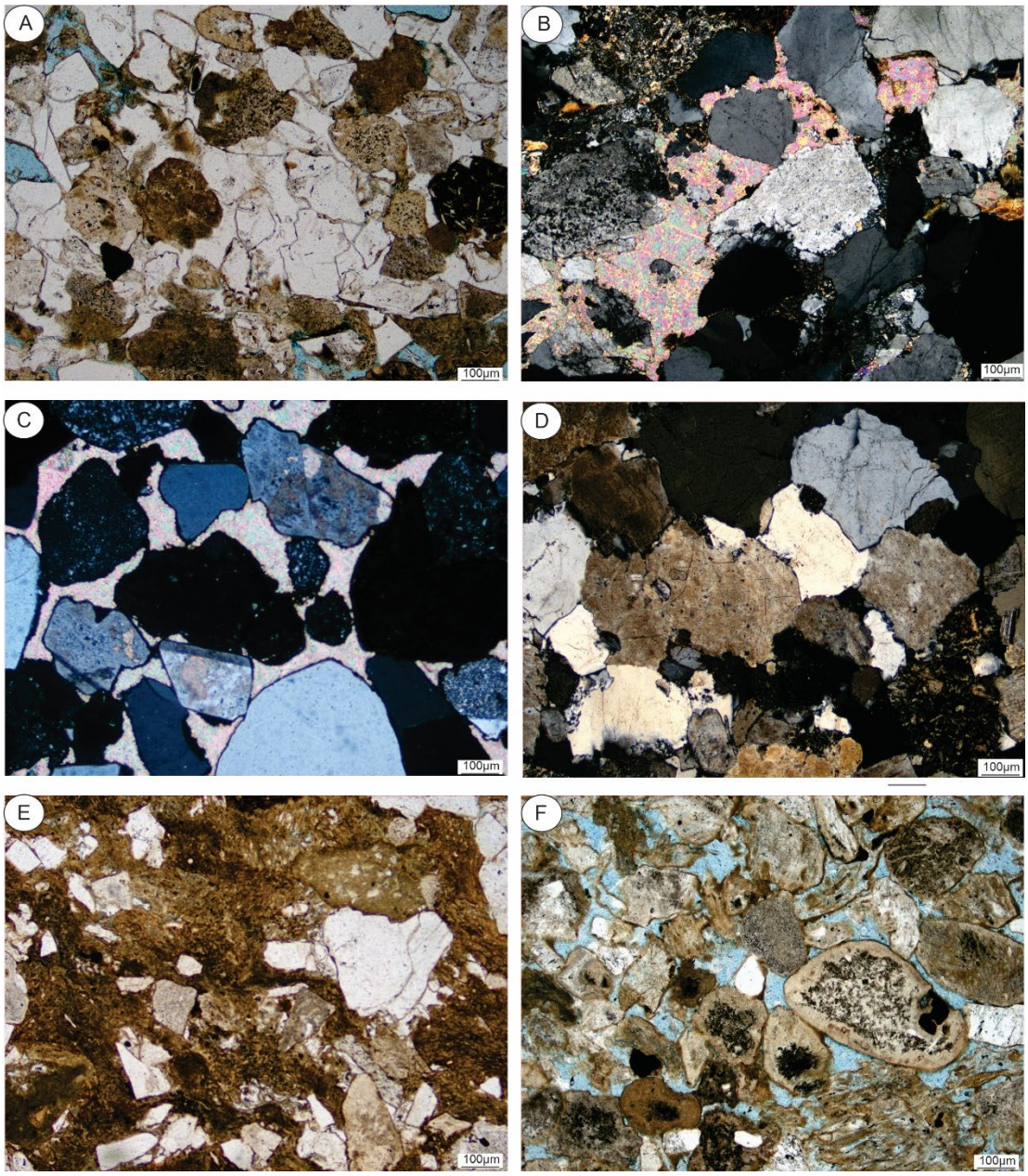


Figura 5.22. Ejemplos de pérdida de porosidad primaria: A. Pérdida de porosidad primaria por cementación de zeolitas (analcima) que se dispone cubriendo la casi totalidad del espacio intergranular (nicoles paralelos); B. y C. Como la anterior pérdida de porosidad por cementación pero en este caso por carbonato (calcita, nicoles cruzados); D. Ejemplo de una arenisca donde la mayor parte de la pérdida de porosidad se debe a compactación de granos rígidos (cuarzo y feldespato) lo que ha llevado al desarrollo de contactos cóncavo-convexos y suturados entre clastos (nicoles cruzados); E. Similar a la anterior pero en este caso la pérdida de porosidad se debe a la compactación de granos dúctiles que al deformarse han obliterado casi enteramente el espacio intergranular (nicoles paralelos); F. Areniscas que a pesar de haber sido sepultada a más de 3000 m metros de profundidad conserva gran parte de la porosidad primaria, obsérvese que ni siquiera los grano dúctiles se han deformado. En este caso, la preservación de la porosidad puede deberse a condiciones de sobrepresión de fluidos, o bien, a la clorita que actuó como cemento de sostén (nicoles paralelos).

Autigénesis

En un sentido amplio podemos usar aquí el término autigénesis para referirnos a la formación de nuevos minerales, incluyendo la cementación, recristalización y reemplazo.

Si bien la disolución puede estar involucrada en alguno de los procesos antes mencionados, la misma es un fenómeno independiente y será tratada brevemente más adelante.

Cementación

La cementación junto con la compactación son los dos principales procesos que llevan a la induración del sedimento (litificación). La precipitación de minerales a partir de soluciones intersticiales en areniscas y conglomerados fue reconocida ya desde finales del siglo XIX por Sorby quien en 1880 llegó incluso a identificar crecimientos secundarios de cuarzo. Si bien suele mencionarse que los cementos más abundantes son los carbonáticos y silíceos (ej. Pettijohn *et al.,* 1972; Worden y Burley, 2003), actualmente se conocen más de 20 minerales que cementan rocas sedimentarias, muchos de ellos pertenecen al grupo de las arcillas o zeolitas. Cementos menos frecuentes, aunque localmente significativos, corresponden a yeso, anhidrita, pirita, feldespatos, óxidos de hierro, baritina, apatita y titanita.

Si bien las características de algunos tipos principales de cementos serán tratados en detalle en los siguientes capítulos de este libro, se desarrolla a continuación una síntesis general sobre los mismos y se ilustran algunos ejemplos en la figura 5.23.

El cemento silíceo es mineralógicamente simple (SiO_2) pero se presenta en una variedad de formas que incluye cuarzo (megacuarzo, microcuarzo y chert), ópalo y calcedonia. Los sobrecrecimientos sintaxiales (Waugh, 1971) de cuarzo se producen por precipitación de cuarzo en continuidad óptica con el clasto semilla del mismo mineral tratando de reconstruir la forma del cristal original. En el caso de clastos de cuarzo policristalino los sobrecrecimientos suelen adoptar la forma cristalográfica del cuarzo detrítico inmediatamente adyacente al cemento. El cemento de cuarzo que no está en continuidad óptica con su huésped se denomina epitaxial y cuando los cristales tienen menos de 10 micrones se lo denomina microcuarzo mientras que los mayores se denominan megacuarzo y pueden formar mosaicos o menos frecuentemente aparecer como cristales aislados en el espacio poral. Se infiere que el cuarzo criptocristalino (chert) se produce a partir de ópalo A, ya que frecuentemente se lo ha observado reemplazando sílice biogénica.

Durante muchos años se pensó que la principal fuente de sílice para los cementos eran los fenómenos de disolución por presión, que tenían lugar durante la diagénesis profunda. Sin embargo, actualmente se tienen dudas sobre la importancia de ese proceso, sobre todo en areniscas que han sufrido enterramientos someros. Pittman (1979) propone una serie de posibilidades para el origen de la sílice: 1. Disolución de pizarras silíceas, 2. Hidratación de vidrios volcánicos, 3. Disolución incongruente de feldespatos, 4. Reemplazo de silicatos por carbonatos, 5. Disolución de radiolarios, diatomeas y esponjas, 6. Disolución de cuarzo eólico en arenas desérticas, 7. Precipitación a partir de aguas subterráneas percolantes, 8. Precipitación directa del agua del mar y 9. Diagénesis de los minerales de arcilla, por ejemplo: transformaciones de esmectitas a illita. Según

Bjørlykke y Egeberg (1993) los cementos cuarzosos se forman generalmente a temperaturas superiores a los 70 °C, aunque en algunos silcretes se ha reconocido crecimiento secundario de cuarzo (Thiry et al., 1988).

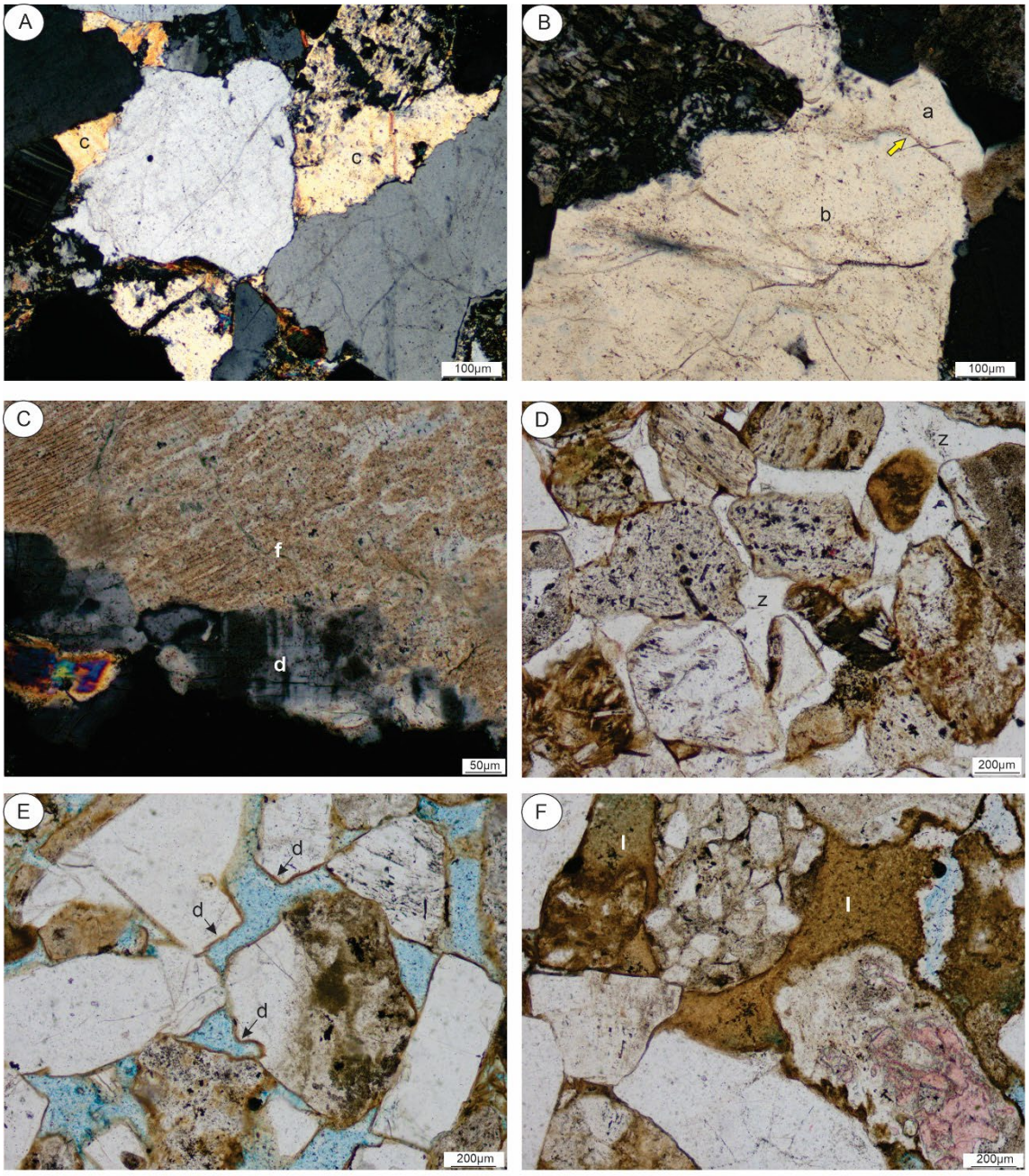


Fig. 5.23. Diferentes tipos de cementos formados durante la diagénesis: A. Cemento de carbonato (c, calcita) que cierra totalmente el espacio intergranular; B. Crecimiento secundario de cuarzo (a) separado por un delgado rim arcilloso (flecha amarilla) del clasto (b); C. Crecimiento secundario de feldespato (d) sobre un grano de ortosa parcialmente alterado a arcilla (f); D. Cemento de oclusión de zeolita (analcima, z); E. Cemento arcilloso de cobertura de granos probablemente formado por interestratificados de clorita-esmectita; F. Cemento de oclusión de caolinita (I).

Uno de los trabajos más completos sobre los cementos carbonáticos en areniscas es el de Morad (1998). Entre los carbonatos más frecuentes como cementos de areniscas se

reconocen calcita ($CaCO_3$), dolomita ($MgCa(CO_3)_2$), siderita ($FeCO_3$) y ankerita ($MnCO_3$). Tanto la calcita como la dolomita presentan variedades puras o ricas en hierro ("ferrosas") mientras que la calcita puede también presentar variedades ricas en magnesio ("magnesianas"). En cuanto al tamaño de los cristales se suelen diferenciar la microesparita (<20 micrones) de la esparita (>20 micrones) y cuando los cristales adquieren un desarrollo mayor e incluyen clastos se suele mencionar como cemento poikilotópico o poikilítico. Tanto la calcita como la dolomita suelen formar mosaicos comúnmente de cristales desde subhedrales a anhedrales. Por otra parte, la dolomita incluye variedades planas subhedrales y anhedrales, anhedrales no planas y la dolomita en silla de montar (*saddle*) o barroca que se caracteriza por presentar una textura de grandes cristales idiomorfos, con caras curvas y una extinción ondulante.

Los procesos de precipitación y disolución de carbonatos están controlados primeramente por las concentraciones relativas de CO_2 y de iones H^+ en las aguas intersticiales. Las fuentes del carbonato pueden ser biogénicas, cementos marinos muy tempranos, disolución de silicatos (plagioclasas y zeolitas) o derivarse del carbono orgánico (fases de descarboxilación termocatalítica de la materia orgánica). Las areniscas volcanoclásticas, o las rocas ígneas básicas también representan una fuente importante para el Ca^{2+}. El agua de mar está saturada con respecto al carbonato cálcico (aragonito o calcita) por lo que los cementos tempranos de calcita son frecuentes en areniscas depositadas en ambientes marinos abiertos (Bjørlykke, 1988; Brenner, 1989). Sin embargo, las reacciones de precipitación y disolución de carbonatos continúan siendo importantes en el régimen diagenético más profundo, donde la materia orgánica es la mayor fuente para el H^+ y CO_2. Los ácidos derivados de la maduración del kerógeno son muy importantes en reacciones que involucran clastos y cementos tanto silíceos como carbonáticos (Bjørlykke, 1988; Surdam et al., 1984, 1989). Morad (1998) realizó una clasificación geoquímica de los cementos relacionando los distintos ambientes depositacionales con los minerales carbonáticos precipitados y sus datos isotópicos, distinguiendo entre carbonatos óxicos, subóxicos, de ambientes de sulfato reducción bacteriana de sulfatos, metanogénesis microbiana y relacionados con la descarboxilación térmica de la materia orgánica. La dolomita es un cemento que precipita en cantidades relativamente pequeñas en ambientes marinos, principalmente en la zona de reducción de sulfatos. Puede presentar una textura de sobrecrecimiento en clastos de dolomita o también como reemplazo de precursores calcíticos y aragoníticos (Morad, 1998). La precipitación de dolomita *saddle* está frecuentemente asociada a condiciones reductoras, que se dan en ambientes diagenéticos profundos, llegándose a considerar este tipo de dolomita como un geotermómetro semicuantitativo fiable (Spötl y Pitman, 1998). La siderita puede formarse en condiciones diagenéticas variadas, incluyendo desde aguas marinas, salobres hasta meteóricas (Rezaee y Schulz-Rojahn, 1998). La precipitación de siderita está controlada por las condiciones diagenéticas que oscilan entre subóxicas y fuertemente reductoras. Normalmente, la precipitación de siderita suele producirse en varias etapas. La siderita más temprana se caracteriza por presentar una textura esferulítica, fibrosa radial y de cristales aciculares, ser rica en Fe y Mn, con un bajo

contenido en Ca y Mg, y suele estar relacionada con un ambiente de sedimentación continental y con presencia de materia orgánica terrestre (Mozley, 1989; Morad et al., 1996). La siderita que precipita posteriormente tiene valores intermedios en Mg y relativamente altos de Mn y está relacionada con los fluidos de compactación, así como con aportes de aguas meteóricas. Estas dos generaciones de siderita pueden llegar a ser reemplazadas en profundidad por una siderita caracterizada por un zonado muy complejo que reflejaría las progresivas disoluciones y los cambios en la composición de los fluidos, con un enriquecimiento progresivo en Mg. Estos cementos carbonáticos pueden desarrollarse durante la diagénesis somera o profunda. La cementación temprana produce rellenos porales compuestos de finos cristales (microesparita). La pedogénesis en ambientes continentales áridos produce calcretes y dolocretes de mineralogía no ferruginosa (Purvis y Wright, 1991; Spötl y Wright, 1992). La diagénesis profunda se caracteriza por la recristalización de minerales carbonáticos preexistentes (calcita y dolomita) con mayores contenidos de hierro, formando un mosaico de cristales que llena localmente los poros. Muchos cristales presentan zonación con un contenido creciente de Fe durante la diagénesis. Los carbonatos tardíos también pueden desarrollarse en ausencia de un carbonato preexistente y probablemente sean el resultado de una afluencia de CO_2 orgánico, elementos alcalino-térreos y hierro procedentes de fangolitas y evaporitas cercanas.

Wilson y Pittman (1977) dividen a los minerales arcillosos presentes en las areniscas en alogénicos o heredados y autigénicos o neoformados, discutiendo los criterios más idóneos para diferenciarlos, basándose en su composición, morfología, textura y distribución. Los cementos arcillosos son en general volumétricamente poco importantes en las areniscas limpias, pero considerablemente más conspicuos en los wackes. Los más comunes son los de caolinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$), illita ($KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$), clorita ($[Fe–Mg]_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$), la familia de las esmectitas y los interestratificados illita-esmectita y pueden presentarse tanto como películas alrededor de los clastos (*rims*) o como agregados ocluyendo poros. Las esmectitas, caolinita y clorita pueden ocurrir como cementos tempranos dependiendo de la composición de la fracción clástica y la composición de las aguas porales. Las esmectitas y minerales relacionados (como paligorskita) se forman en salmueras alcalinas ricas en Na-K en condiciones oxidantes (Jeans, 1978). Por el contrario, la caolinita requiere aguas con pH bajo y fuerza iónica baja. La clorita a menudo se presenta en condiciones reductoras y aguas marinas mientras que el cemento de glauconita se desarrolla en ambientes marinos poco profundos, oxidantes y ricos en Fe (Odin y Matter, 1981). El hábito de las arcillas formadas en condiciones tempranas varía según su mineralogía y química (Wilson y Pittman, 1977) pero esto no ha sido investigado sistemáticamente. Las esmectitas tienden a presentarse como cristales muy pequeños que recubren los espacios porales intergranulares y reemplazando clastos que contengan Mg y Fe necesarios para su desarrollo. La caolinita suele aparecer como relleno de poros en forma de agregados euhedrales de cristales hexagonales (denominados “libros”). La clorita aparece como *rims*, reemplazo de clastos o como relleno poral. El material precursor de los *rims* de clorita son esmectitas y/o

óxidos de Fe. Los *coatings* arcillosos y/o ferruginosos son el resultado de la infiltración de arcilla o de reacciones químicas (ej.: hidratación de minerales máficos o vidrios volcánicos). La glauconita se presenta típicamente como agregados redondeados mamelonares con inclusiones de pirita. La caolinita, la illita y la clorita pueden formarse también como cementos diagenéticos tardíos. La caolinita forma masas vermiformes que ocupan y llenan localmente poros o como reemplazos pseudomórficos de minerales de feldespato detrítico alterados. Gran parte de lo que se describe como caolinita en areniscas que han sufrido diagénesis profunda es muy probablemente su polimorfo la dickita, que se forma como un reemplazo de caolinita con el aumento de la temperatura (Ehrenberg et al., 1993; McAulay et al., 1994). La illita es un mineral autigénico profundo que se forma a temperaturas superiores de aproximadamente 70°C con aguas porales que contienen potasio y se ha demostrado que es de composición fengítica (Warren y Curtis, 1989). Por lo general, crece como filamentos finos en forma de cinta sobre la superficie de los clastos, en la superficie de cementos previos o reemplaza caolinita en profundidad (Hancock & Taylor, 1978). El cemento clorítico generalmente crece como recubrimiento de granos con hábito fibroso radial formando placas que normalmente protegen los detritos de procesos diagenéticos posteriores como, por ejemplo, crecimiento secundarios de cuarzo.

Los cementos tempranos de feldespato potásico (Morad et al., 1989) y aquellos formados en condiciones más profundas de albita (Waugh, 1978; Ramseyer et al., 1992) son frecuentes, aunque volumétricamente muy menores, en areniscas feldespáticas. Ambos minerales pueden formarse como crecimientos secundarios o como rellenos de poros. Los minerales diagenéticos típicamente tienen una composición química y cristalografía sutilmente diferentes de los clastos semilla lo que frecuentemente lleva a una ausencia de continuidad óptica. Estas diferencias también conducen a que los minerales de feldespato diagenético sean más estables termodinámicamente en el ambiente diagenético que los feldespatos detríticos. Es por ello que en algunos casos los feldespatos detríticos se disuelven dejando una capa de feldespato diagenético más temprano como crecimiento secundario. Tales reacciones son dependientes de la temperatura por lo que es común una disminución en profundidad en la abundancia de feldespato detrítico. La albitización ocurre cuando clastos de feldespato potásico o plagioclasa cálcica son reemplazados por albita (Ramseyer et al., 1992). La primera de estas puede ocurrir debido al aumento de la salinidad del agua de formación con la profundidad. La segunda puede suceder en cualquier etapa durante la diagénesis porque la anortita es inestable en todas las condiciones encontradas en las cuencas sedimentarias. La segunda etapa libera Al y, por lo tanto, conduce al crecimiento de minerales arcillosos, así como al reemplazo del feldespato.

El yeso, la anhidrita y otros sulfatos como la baritina son cementos frecuentes en ciertas condiciones depositacionales especialmente relacionadas con la circulación de aguas salinas relacionadas con evaporitas. En general, se presentan como mosaicos de cristales subhedrales o con textura poikilotópica. Estudios de laboratorio realizados por Posnjak (1938; citado en Murray, 1964) sugieren que la transformación del yeso en

anhidrita puede ocurrir a temperaturas tan bajas como 42°C en agua destilada y con temperaturas decrecientes a medida que aumenta la salinidad. Henderson (1959; citado en Murray, 1964) discutió la solubilidad del yeso y la anhidrita en soluciones salinas, proponiendo la inestabilidad del yeso a profundidades mayores de 2000 pies (aproximadamente 660 metros). Murray (1964) propuso un ciclo diagenético sugiriendo que el yeso precipitado inicialmente puede ser reemplazado por anhidrita durante el enterramiento profundo y eventualmente seguido por un nuevo reemplazo de la anhidrita por yeso durante el levantamiento y la erosión de las sedimentitas.

El cemento de pirita (FeS_2) puede formarse tanto como cemento temprano o como producto de diagénesis profunda y es frecuente pero poco abundante (≤ 1% del volumen total de la arenisca). La forma temprana es típicamente de framboides (como frambuesas de tamaño submicrométrico) microcristalinos y resulta de la reducción microbiana del hierro férrico detrítico que ocurre típicamente en presencia del sulfato de agua de mar (Love, 1967). La pirita formada durante el enterramiento más profundo presenta framboides más grandes con formas euhedrales a subhedrales. A menudo se encuentra que este es uno de los últimos cementos en formarse y está especialmente asociado con la reducción de la hematita en presencia de hidrocarburos (Elmore et al., 1987).

Los cementos zeolíticos son especialmente frecuentes en rocas volcaniclásticas o en areniscas líticas volcánicas, si bien algunas zeolitas pueden también formarse en arcosas marinas en ausencia total de detritos volcánicos. Por ejemplo, Stewart y McCulloh (1977) mencionan que algunas arcosas son particularmente susceptibles de cementarse por laumontita y las condiciones óptimas para su formación, según estos autores, serían: unos 120ºC y 300 bares, en presencia de aguas con 17.000 a 20.000 ppm de NaCl y un pH próximo a 7.

Los cementos zeolíticos en espesas sucesiones de rocas volcaniclásticas muestran una sucesión mineralógica relacionada con los cambios de temperatura en profundidad (Hay y Sheppard, 2001). Esta zonación fue inicialmente documentada por Coombs (1954) en una sucesión de 9-10 km de espesor de sedimentitas marinas con abundantes intercalaciones tobáceas del Triásico y Jurásico de Nueva Zelanda. La porción superior de esta columna contiene heulandita y analcima mientras que la parte inferior contiene laumontita. La mayoría de los ejemplos reportados de zeolitas diagenéticas se encuentran en el área Circum-Pacífica, y probablemente los más instructivos se encuentran en los estratos volcaniclásticos silícicos marinos del Cenozoico superior de la región de Green Tuff en Japón donde actualmente se están formando zeolitas. Allí se reconocen ampliamente cuatro zonas en las secuencias de tefra: I. vidrio fresco, II. clinoptilolita-mordenita, III. analcima, y IV. albita. La zonación está controlada principalmente por la temperatura, como lo demuestra el estudio de testigos de perforación de Iijima (1988); aunque estudios posteriores muestran que la química del agua también afecta la zonación. En esta sucesión el vidrio se transforma en clinoptilolita y/o mordenita a aproximadamente 41°-55°C; la clinoptilolita y la mordenita reaccionan para formar analcima en la Zona III, a temperaturas de 84°-91°C; y la analcima reacciona para formar albita en la Zona IV a 120°-124°C. La Zona III se subdivide en Zona IIIa, con analcima

y heulandita, y Zona IIIb, con analcima y laumontita. La química del fluido poral afecta tanto la velocidad como la temperatura de las transformaciones zonales. La reacción del vidrio a clinoptilolita y mordenita a 40°-50°C puede requerir tan solo 400.000 años o hasta decenas de millones de años (Iijima y Ogihara 1995). Por otra parte, los fluidos porales inusualmente salinos y alcalinos pueden reducir la temperatura de la transición I-II (vidrio-zeolita) a aproximadamente 21°C y la transición II-III (clinoptilolita/mordenita-analcima) a aproximadamente 37°C (Ijima y Utada, 1966; Iijima 1988).

El origen de la heulandita estaría asociado a la alteración de vidrio volcánico de afinidad ácida a mesosilícica, con bajas relaciones Na/Ca. Una situación similar ya había sido descripta por Ijima y Utada (1966) en el análisis de tobas dacíticas y riolíticas. Estos autores registraron la formación de heulandita alrededor de fragmentos de oligoclasa y como alteración de vidrios de composición andesítica. Ijima y Utada (1966) sugieren que la formación diagenética de analcima estaría asociada a la alteración de vidrios de composición riolítica. De acuerdo con estos autores, la relación Na/Ca en el material parental habría determinado la formación de analcima (Na) o heulandita (Ca). Esta zeolita muy probablemente se haya formado en un estado más avanzado de la diagénesis (mesogénesis?), como una alteración y reemplazo de la heulandita. Tanto la alteración de heulandita a laumontita como la existencia de ambas en un mismo nivel estratigráfico, han sido estudiadas y documentadas por numerosos autores (Coombs, 1954; Coombs et al., 1959; Ijima y Utada, 1966; Boles y Coombs, 1977; Cho et al., 1987; Coombs, 1993). Se han discutido varios mecanismos de formación de laumontita, entre los que destacan: (1) la deshidratación de heulandita y (2) intercambio catiónico. Los estudios realizados por los autores previamente mencionados sugieren que las reacciones se llevarían a cabo a temperaturas que varían entre los 139°C-162°C (Coombs, 1954), 155°C (1000 bares) y hasta 180°C (2000 bares, Cho et al., 1987). Coombs (1993) reporta la presencia de heulandita en profundidades tan grandes como 9 km conviviendo con laumontita, albita, feldespato potásico y cuarzo. De acuerdo con este autor, el reemplazo de heulandita por laumontita estaría regido por la siguiente reacción, e involucra principalmente un proceso de deshidratación:

$2NaKCa_{3,5}Al_9Si_{27}O_{72}\cdot 26,3H_2O = 7\ CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 4\ H_2O + 2\ NaAlSi_3O_8 + 2\ KAlSi_3O_8 + 14\ SiO_2 + 24,6\ H_20$

Heulandita = Laumontita + Albita + Feldespato K + Sílice + Agua

Los óxidos de hierro de origen diagenético corresponden principalmente a hematita y, en menor medida, goethita. Estos suelen presentarse de dos maneras: como una pátina o *coating* recubriendo las paredes de los clastos, o como un agregado de óxidos que obtura el espacio poral (hierro de oclusión). La hematita es la principal responsable del color rojo de los bancos continentales (*red beds*). La formación de hematita autigénica puede corresponder a dos procesos principales: 1) la alteración *in situ* de minerales ricos en hierro para formar minerales de hierro hidratados para posteriormente deshidratarse

formando hematita (McBride, 1974) y 2) deshidratación de pigmentos de óxidos de hierro hidratados formados en los ambientes de meteorización y/o depositación (Limarino et al., 1987). Las pátinas o *coatings* están formadas por una película de óxido de hierro que recubre las paredes de los clastos y se interrumpe en el contacto entre clastos, indicando que se habría formado de manera temprana durante la diagénesis. Los rellenos porales pueden reemplazar elementos de la matriz lo cual indica precipitación a partir de soluciones porales ricas en hierro que podrían provenir en parte de la removilización de la hematita contenida en los *rims* previamente formados y en parte de la alteración por hidrólisis y posterior oxidación de minerales inestables ricos en hierro (generalmente, pasta de líticos volcánicos básicos o minerales ferromagnesianos) de la fracción detrítica.

Disolución

La disolución consiste en el pasaje desde una fase sólida a otra líquida. Este fenómeno puede afectar tanto a clastos como a matriz y cementos previamente formados (decementación) y tiene un efecto importante sobre la porosidad. La formación de porosidad por disolución (porosidad secundaria) es un fenómeno muy significativo, especialmente, a profundidades mayores a 2 km donde la porosidad depositacional ha sido reducida a un mínimo por compactación.

La disolución de un mineral puede ser congruente o incongruente de acuerdo si es total o parcial. Esto último es especialmente importante en los clastos líticos donde la mineralogía no es homogénea o bien en las plagioclasas que pueden mostrar disolución diferencial.

La disolución es un fenómeno esencialmente químico y se regula por su leyes y factores controlantes. Como todos los fenómenos diagenéticos tiende al equilibrio de las fases en contacto (sólidos y fluidos) y está controlada especialmente por la temperatura, pH y Eh.

Los productos de la disolución modifican la composición de las soluciones porales y, por lo tanto, establecen nuevas condiciones para el equilibrio químico que pueden llevar a la precipitación de nuevos minerales (por ejemplo, cementos).

La maduración de la materia orgánica en las rocas madre de hidrocarburos y las reacciones diagenéticas inorgánicas que se producen en las rocas reservorio son una consecuencia natural del aumento de la temperatura y presión durante el soterramiento. Surdam et al. (1984) han demostrado que los ácidos orgánicos, tales como los ácidos carboxílicos, son responsables del lavado de los feldespatos y de los carbonatos en areniscas, así como del acomplejamiento del Al y de la sílice en disolución en el agua intersticial. Las soluciones de ácidos carboxílicos tienen la capacidad de destruir los clastos y los cementos carbonáticos e incrementan la movilidad del Al que puede ser transportado como un complejo orgánico poniendo de manifiesto la importancia de la interacción de reacciones orgánicas e inorgánicas durante la diagénesis.

Reemplazos

Este proceso se produce cuando un mineral reemplaza *in situ* a otro diferente. Los reemplazos pueden ser:

- Neomórficos (neomorfismo): donde el nuevo mineral es la misma fase que el preexistente o es un polimorfo de él (por ejemplo, en la albitización un grano se reemplaza por una plagioclasa con mayor contenido en Na).

- Pseudomórficos (reemplazo): donde el mineral preexistente se reemplaza por otro nuevo, pero la forma del cristal relicto es conservada.

- Alomórficos (recristalización): una fase preexistente es reemplazada con una fase nueva con una nueva forma cristalina.

Aunque existe una gran variedad de minerales reemplazantes, la dolomita, el ópalo, el cuarzo y la illita son los más frecuentes.

En ocasiones, se pueden llegar a conservar las texturas depositacionales y las microestructuras de los clastos o cementos transformados. Los procesos de reemplazo más frecuentes en la diagénesis de las areniscas son, por un lado, los que afectan a mineralogías carbonáticas como dolomitización o dedolomitización y, por otro lado, los que implican composiciones no carbonáticas como silicificación, albitización, glauconitización, ferruginización, fosfatización o yesificación.

Durante la diagénesis a temperaturas relativamente elevadas, las fases autigénicas que precipitan inducen la disolución de las fases adyacentes anteriores. En estos casos, el reemplazo se dice que es agresivo (los contactos son incongruentes porque demuestran disolución previa) y el nuevo mineral típicamente presenta caras cristalinas euhedrales adyacentes al cristal disuelto (Milliken, 2003).

El reemplazo de cuarzo por calcita es una reacción comúnmente observada en la diagénesis de areniscas. En algunos casos, la disolución del cuarzo y la precipitación de calcita son dos eventos separados, reflejando dos regímenes temporales de fluidos diferentes. En otras ocasiones, es un proceso casi simultáneo. En este proceso las reacciones de disolución-precipitación tienen lugar dentro de una delgada lámina de agua de menos de 1μm de espesor, permitiendo la difusión del H_4SiO_4 fuera de la superficie de disolución y la entrada de los iones Ca^{2+} y HCO^{3-}, necesarios para la precipitación de calcita, desde el agua intersticial de la roca (Weyl, 1959). Pettijohn et al. (1987) indican que para que la disolución tenga lugar la concentración de H_4SiO_4 deberá ser más alta en la película de agua que en el agua del sistema poral abierto, con lo que el H_4SiO_4 se difundirá hacia este sistema poroso, al mismo tiempo que la concentración de Ca^{2+} y HCO^{3-} deberá ser más alta en los fluidos del sistema poroso, permitiendo que estos iones se difundan a la película de agua. El problema que se plantea con este mecanismo es que se tiene que transportar un gran volumen de material en un tiempo geológico relativamente limitado.

La albitización diagenética de feldespatos es un proceso bien conocido (Saigal et al., 1988; Morad et al., 1990, 2000; Pe-Piper y Piper, 2022, entre otros). El proceso de albitización está controlado por la temperatura, la química del agua de formación y por las reacciones cinéticas del sistema diagenético (Morad et al., 1990, 2000). La albitización

de los feldespatos potásicos está controlada por la relación aNa^+/ak^+ y por el pH de las aguas de formación. La actividad de K^+ está fuertemente relacionada con la illitización de la caolinita (Morad, 1986; Morad et al., 1990):

$2KAISi_3O_8 + 2.5Al_2Si2O_5(OH)_4 + Na+ = NaAlSi_3O_8 + 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2SiO_2 + 2.5H_2O + H+$

feldespato-K + caolinta = albita + illita + cuarzo

o mediante la siguiente ecuación (Egeberg y Aagaard, 1989):

$KAISi_3O_8 + 1.\ 5Al_2Si2O_5(OH)_4+ Na+ = NaAlSi_3O_8 + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2+ 1.5H_2O + H+$

feldespato-K + caolinta = albita + illita

Para que la reacción pueda sostenerse en forma continua es esencial contar con "sumideros" para los iones liberados de la reacción de albitización, tales como el K^+ absorbido por la illita (Morad et al., 2000). La temperatura a la que se produce la albitización del feldespato potásico en las areniscas coincide con la temperatura de la illitización de la caolinita y de la esmectita (70-80°C) (Aagaard et al., 1990; Morad et al., 1990, 2000). Asimismo, es necesaria una fuente del Na^+ y la incorporación de los iones liberados en los minerales diagenéticos asociados, tales como K^+ en la illita, para que se produzca la albitización de un volumen considerable de feldespatos detríticos. Este hecho es particularmente importante en el caso de la albitización de feldespatos potásicos ya que en la albitización de plagioclasa se libera Ca^{2+} que puede precipitar de forma relativamente fácil como carbonatos para los valores de pCO_2 existentes en la mayoría de las cuencas (Boles, 1982; Morad et al., 1990). Además, la mayor sensibilidad de la plagioclasa para albitizarse se debe a que tiene una estabilidad termodinámica menor que los feldespatos potásicos (Aagaard et al., 1990; Morad et al., 1990).

Según Kastner y Siever (1979), las principales evidencias que permiten atribuir un origen diagenético a la albitización son: i) la ausencia de sericita y epidota, que aparecen típicamente en feldespatos albitizados de origen hidrotermal, ii) la presencia de sobrecrecimientos alrededor de los feldespatos, iii) la delicada textura del esqueleto de un feldespato potásico o plagioclasa albitizada que no podría haber sobrevivido a los procesos de erosión y transporte desde un área fuente y iv) la composición química pura en Na (Ab> 99,9%).

MÉTODOS DE ESTUDIO

La principal técnica para el estudio de la diagénesis de areniscas es el uso del microscopio petrográfico de luz transmitida. La técnica de conteo de puntos es utilizada rutinariamente para determinar la abundancia de los componentes composicionales y de

la fábrica. La utilización de programas para análisis de imágenes ha permitido en las últimas décadas un gran avance en la medición de la porosidad óptica total y la discriminación de diferentes tipos de porosidad. Así mismo esta técnica permite disminuir en gran parte la subjetividad en la cuantificación de los componentes modales y texturales. Actualmente, esta técnica, junto con la inteligencia artificial, están siendo utilizada para automatizar la cuantificación de ciertos componentes modales.

La incorporación de la catodoluminiscencia al microscopio petrográfico produjo un gran avance especialmente por su utilidad en el reconocimiento de la secuencia de cementos carbonáticos, en la cuantificación del cemento silíceo sintaxial y de los procesos de disolución por presión en cuarzo. La catodoluminiscencia es una técnica que permite revelar texturas internas y zonaciones composicionales sobre todo en cementos carbonáticos y en procesos de albitización de feldespatos que no son detectables a través del microscopio petrográfico convencional. Además, la catodoluminiscencia caliente es una técnica más específica para detectar la presencia de cementos y/o de presión disolución entre los granos de cuarzo (Zinkernagel, 1978; Ramseyer et al., 1989).

El microscopio electrónico de barrido (MEB) con las modalidades de electrones secundarios y retrodispersados, con un espectrómetro de energía dispersiva incorporado, es una herramienta fundamental para el estudio de las partículas menores (limos y arcillas) que constituyen la matriz y para análisis semicuantitativos de los procesos. El microscopio electrónico de transmisión (MET) ofrece la posibilidad de determinar la naturaleza exacta de pequeñas partículas arcillosas intercrecidas y de minerales autigénicos que pueden ser analizados químicamente. El uso de la microsonda es fundamental para el análisis químico de los cementos y reemplazos diagenéticos que reflejan los tipos de soluciones porales a partir de los cuales han precipitado.

Los estudios de porosidad y permeabilidad se pueden llevar a cabo a partir de cortes delgados impregnados con resinas epoxy coloreadas y del uso de porosímetros por intrusión de Hg y He.

Los métodos para estimar edades absolutas y relativas de los procesos diagenéticos, así como sus temperaturas de formación, han registrado importantes avances en las últimas décadas. Las reconstrucciones de la temperatura han sido controladas por métodos geoquímicos y petrográficos. Dentro de los primeros se utilizan técnicas tales como la reflectividad de la vitrinita y la Tmáx de pirólisis (Heroux et al., 1979). Por otra parte, el estudio de las inclusiones fluidas en los crecimientos secundarios de cuarzo y en los cementos carbonáticos son utilizadas para determinar el momento y las condiciones de cementación durante la diagénesis (Roedder, 1984; Goldstein, 2001; Rossi et al., 2002). Los datos de trazas de fisión de algunos minerales pesados, como apatito y circón, en series volcanoclásticas antiguas, también dan información importante sobre paleotemperaturas. Dataciones isotópicas (K/Ar, Ar_{40}/Ar_{39} y K/Ca) permiten obtener edades absolutas de precipitación de minerales de arcilla y feldespatos en sedimentos (Girard et al., 1988; Lee et al., 1989; Marfil et al., 1996). Por otra parte, los isótopos estables del C y O en carbonatos permiten obtener valiosa información sobre las condiciones químicas y el ambiente en que precipitaron, así como el origen y evolución

del fluido precursor, pudiendo llegar a distinguirse varias generaciones o etapas de cementación por su distinta signatura isotópica (Hudson, 1977; Heydari, 1997).

REGÍMENES DIAGENÉTICOS

Worden y Burley (2003) definen el concepto de regímenes diagenéticos como un amplio armazón de condiciones y productos que relaciona los procesos diagenéticos con la evolución de las cuencas sedimentarias. Conceptualmente, los regímenes diagenéticos son etapas o estadíos dentro de la evolución post-depositacional del sedimento/roca sedimentaria caracterizadas por una serie de procesos básicamente controlados por la historia de enterramiento, la cual engloba la temperatura, presión y fluidos intersticiales, en una cuenca sedimentaria particular. Es por ello que los regímenes diagenéticos suelen ser asociados con tiempo y profundidad de enterramiento. Sin embargo, hay que recordar aquí que en una cuenca sedimentaria la historia de enterramiento puede no ser lineal (y normalmente no lo es), existiendo momentos de mayor velocidad de soterramiento, otros de permanencia en un rango acotado de profundidades y hasta momentos de levantamiento (inversión) parcial.

Entre 1950 y 1970 se produce un gran avance en el estudio de la diagénesis de los sedimentos detríticos. A partir de este período, se abandona la antigua idea de que el progresivo enterramiento de una secuencia de sedimentos es un sistema relativamente estático y aislado de las litologías adyacentes. Esto se reemplaza por nuevos conocimientos que demuestran que las condiciones diagenéticas son altamente dinámicas e involucran intercambios con fluidos y rocas adyacente. Se asentó entonces la idea que cada sucesión sedimentaria es un complejo sistema que reacciona de una forma diferente según la velocidad de enterramiento, las características de los ambientes depositacionales y profundos y de la subsecuente historia térmica.

Durante la segunda mitad del siglo XX, se desarrollaron diferentes escuelas de pensamiento entre las cuales se deben mencionar la rusa y la norteamericana. Como ejemplo de la primera, Strakhov (1953 y 1970) dividió el ciclo de las rocas sedimentarias en tres estadios evolutivos:

1) Sedimentogénesis: durante la cual tiene lugar la formación del sedimento.

2) Diagénesis: o transformación del sedimento en roca sedimentaria.

3) Catagénesis: que abarca todos los cambios que se producen en la roca sedimentaria ya formada y limita con el metamorfismo.

A partir de este autor, casi toda la escuela rusa utiliza el término de diagénesis en un sentido restringido a la transformación del sedimento en roca.

Casi al mismo tiempo, Fairbridge (1967) propuso un esquema general para la diagénesis dividiéndola en:

a) Sindiagénesis: Fase de sedimentación. Comienza en el momento que los clastos tocan el fondo y se caracterizan por la presencia de aguas que son expulsadas muy lentamente. La base de la sindiagénesis se situaría en el límite más bajo de la actividad

bacteriana, que puede variar entre 1 y 100 m. La duración absoluta puede oscilar entre 1.000 y 10.000 años. Esta etapa fue dividida en un estado inicial, controlado por la química de las aguas suprayacentes (zona oxidante, con materia orgánica) y un estado de enterramiento temprano, controlado por las aguas intersticiales que han sido modificadas químicamente por organismos (fundamentalmente bacterias, zona reductora).

b) Anadiagénesis: Fase de compactación y maduración. En ella los sedimentos se litifican, produciéndose una reducción de la porosidad y la expulsión progresiva de las aguas intersticiales. La anadiagénesis empieza al final de la sindiagénesis y termina a profundidades del orden de 10.000 m. Su duración va de los 10 a los 100 millones de años.

c) Epidiagénesis: Fase emergente y postdiastrófica. Se produce la reentrada de aguas superficiales (de origen meteórico y movimiento descendente) con una intensa oxidación junto con mineralización autigénica. La duración de la exposición a estas condiciones es casi ilimitada.

Si bien originalmente pensada para rocas carbonáticas, Choquette y Pray (1970) desarrollaron un esquema que todavía es el más utilizado para rocas siliciclásticas. Esta clasificación reconoce tres estadios diagenéticos: **eodiagénesis** o cambios diagenéticos que tienen lugar cerca de la superficie de sedimentación y donde las soluciones intersticiales están aún en comunicación con la masa de agua suprayacente. Cuando estos fluidos cambian por enterramiento, se considera que se ha alcanzado el estadio de **mesodiagénesis** o de enterramiento profundo. La mayoría de los sedimentos permanecen en este régimen durante casi totalidad de su historia diagenética. Finalmente, cuando la circulación renovada de las aguas meteóricas, debido a la emersión o erosión, se generaliza, se entra en el estadio de **telodiagénesis**.

Según Morad et al. (2000), la eodiagénesis incluye los procesos desarrollados bajo la influencia de aguas superficiales o modificadas, como aguas marinas, mixtas marino-meteóricas o meteóricas, a profundidades menores a los 2 km ($T<70$ °C), mientras que la mesodiagénesis incluye procesos que ocurren a profundidades mayores de 2 km ($T>70$ °C) y reacciones que involucran aguas de formación químicamente evolucionadas. La mesodiagénesis superficial corresponde a profundidades entre 2 y 3 km y a temperaturas entre 70 y 100 °C. La mesodiagénesis profunda se extiende desde los 3 km de profundidad y temperaturas de 100 °C hasta el límite del metamorfismo (200 a 250 °C) y a profundidades altamente variables, de acuerdo con el gradiente térmico de la cuenca. La telodiagénesis se refiere a aquellos procesos relacionados con el levantamiento y la exposición a condiciones meteóricas cercanas a la superficie, después del enterramiento y la mesodiagénesis.

La eodiagénesis equivale entonces en gran medida a la diagénesis temprana, pero se define como incluyendo todos los procesos que ocurren en o cerca de la superficie de los sedimentos donde la química de las aguas intersticiales está controlada principalmente por el ambiente depositacional. En este régimen predomina la influencia del agua depositacional original, e incluye la meteorización y pedogénesis en ambientes depositacionales continentales, así como las reacciones redox generadas por bacterias en

ambientes marinos. En este régimen, el agua meteórica penetra en el subsuelo aunque los sedimentos costeros con un reflujo de aguas marinas también se clasificarían como eogenéticos. Así definido el ámbito eodiagenético puede extenderse solo a unos pocos metros por debajo de la superficie del sedimento (por ejemplo, en pelitas de baja permeabilidad) o hasta varios miles de metros (como en areniscas continentales gruesas y porosas con una recarga activa de fluidos) dependiendo de la disposición geométrica de los acuíferos, acuitardos, fallas sinsedimentarias, etc.

Los procesos que ocurren durante la eodiagenénesis en sedimentos detríticos están dominados por la compactación mecánica, disolución relativamente rápida y reacción de los componentes amorfos o inestables, dando lugar a la formación de minerales característicos como: carbonatos, hematita, glauconita, zeolitas, illita, clorita, etc. Los cambios son frecuentemente más drásticos que en cualquier modificación posterior, siendo muy difíciles de establecer modelos verdaderamente predictivos para esta etapa (Almon y Davies, 1979; Besley y Turner, 1983; Harrison y Tempel, 1993).

La mesodiagénesis ocurre durante la etapa principal de enterramiento (y por ello, a veces, se la denomina diagénesis de enterramiento) y se define como aquellos procesos diagenéticos que tienen lugar una vez que el sedimento ha pasado de la influencia del ambiente depositacional, llegando hasta las primeras etapas del metamorfismo de bajo grado. Como ya fue mencionado, los límites pueden no ser nítidos y pueden ser difíciles de definir mediante medios texturales, mineralógicos o isotópicos. En muchos casos, este régimen incluye sedimentos enterrados entre unos 100–10.000 m alcanzando temperaturas máximas de hasta 200–250°C. Los principales factores que influyen en la mesodiagénesis incluyen la historia termal, el tiempo de residencia en profundidad, la mineralogía, el intercambio de material a través de lo que se denomina "transferencia de masa", la geoquímica de las aguas porales y la presencia de fluidos relacionados con el petróleo (petróleo, gas de hidrocarburos, CO_2 derivado de materia orgánica y H_2S).

Durante la mesodiagénesis, los cambios se producen de acuerdo con la mineralogía detrítica original más aquella producida durante la eodiagénesis, siendo los efectos más pronunciados en rocas donde los componentes inestables han superado su paso por la eodiagénesis. El incremento de la temperatura con el enterramiento añade energía al sistema, incrementando la velocidad de reacción y las modificaciones en esta etapa corresponden generalmente a la precipitación y disolución de fases minerales autigénicas (cementación, reemplazo, disolución y disolución por presión). Además, la migración de grandes cantidades de fluido intersticial produce cambios diagenéticos a escala regional. Este hecho facilita el establecimiento de modelos más predictivos en enterramientos profundos (Burley et al., 1985). La compactación mecánica llega a un límite durante esta etapa y tiene una influencia menor en cuanto a la pérdida de porosidad.

La telodiagénesis ocurre en rocas levantadas y exhumadas que son nuevamente expuestas al influjo de agua superficial (meteórica) y que no está relacionada con el ambiente depositacional del sedimento original. El agua meteórica tiene la capacidad de causar cambios geoquímicos significativos en los componentes tanto detríticos como autigénicos, incluyendo la alteración de feldespatos a minerales de arcilla (generalmente

caolinita), la oxidación de minerales férricos y la disolución de sales y carbonatos, aunque estas aguas son típicamente de baja fuerza iónica.

Morad et al. (2000) consideran que el límite entre eodiagénesis y mesodiagénesis no es preciso en términos de profundidad de enterramiento y temperatura. Sin embargo, consideran que los procesos mesodiagenéticos tienen lugar a profundidades de enterramiento ≥ 2 km y temperaturas ≥ 70ºC, las cuales coinciden con el inicio de la compactación química, las reacciones de transformación de minerales de la arcilla, la precipitación de cemento de cuarzo y la alteración térmica de la materia orgánica. La mesodiagénesis englobaría todas las modificaciones que se producen en un amplio rango de profundidades de enterramiento y temperaturas y, por lo tanto, subdividen la mesodiagénesis en somera (2-3 km; T= 70-100ºC) y profunda (> 3 km; T> 100ºC). La telodiagénesis se diferencia de la mesogénesis durante una inversión y levantamiento moderados simplemente porque las rocas están en contacto con aguas de baja salinidad, altamente oxidadas y cargadas de CO_2.

HISTORIA DIAGENÉTICA

Durante la evolución de una cuenca sedimentaria tienen lugar una sucesión de eventos diagenéticos los cuales quedan reflejados en la composición y textura final de las rocas sedimentarias. El término sucesión introduce la variable tiempo, el cual puede ser medido en forma absoluta o en referencia mutua entre diferentes eventos (es decir, relativa).

Los cambios mineralógicos, texturales, químicos e isotópicos, que ocurren en forma sucesiva durante cada etapa del ciclo sedimentario están, como ya se dijo, reflejando las diferentes condiciones físico-químicas y por extrapolación las diferentes profundidades por las cuales ha transitado el sedimento/roca.

En forma similar a la estratigrafía clásica, la sucesión de eventos diagenéticos puede ser analizada en términos temporales, tanto en forma absoluta como relativa. La primera puede ser abordada a partir de dataciones isotópicas (K/Ar, Ar_{40}/Ar_{39} y K/Ca), especialmente, sobre arcillas y feldespatos. Sin embargo, la sucesión de eventos diagenéticos es mucho más frecuentemente estudiada a partir de la temporalidad relativa entre los mismos a través de lo que a veces se conoce como “estratigrafía de cementos”, aunque este nombre debería ser cambiado por otro más abarcativo como “estratigrafía diagenética” para incorporar, por ejemplo, los fenómenos de disolución (Fig. 5.24).

Sin dudas, la evolución diagenética de un sistema se caracteriza de manera más precisa al considerar el conjunto de procesos posteriores al enterramiento, que incluyen la precipitación de cementos, reemplazos, eventos de disolución, generación de porosidad secundaria y, eventualmente, otros procesos particulares que hayan tenido lugar en la secuencia analizada. Todo ello ha llevado a distintos autores a reconstruir la historia diagenética mediante la definición de “facies diagenéticas” y “estados diagenéticos”

(*diagenetic stages*, Galloway, 1979; Lihua et al., 2005; Zou et al., 2008; Limarino et al., 2017; Qian et al., 2020; entre otros).

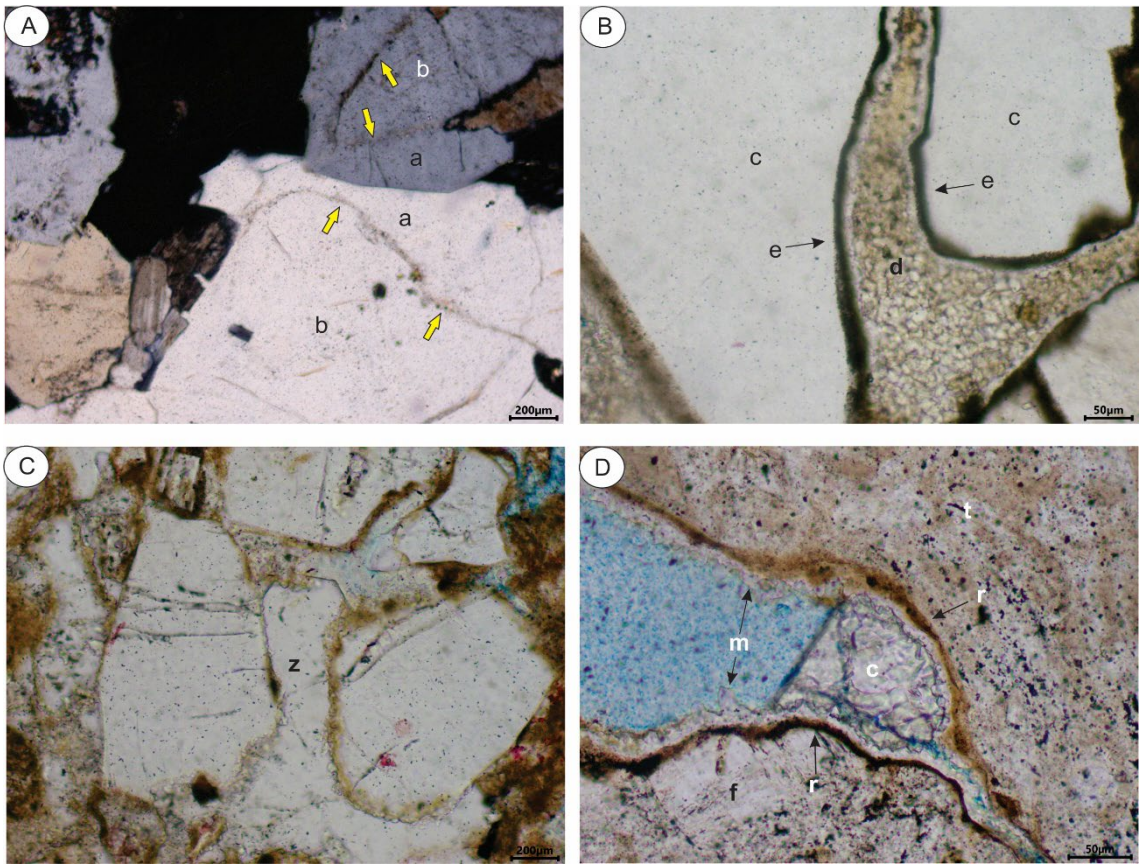


Figura 5.24. Lámina mostrando algunos ejemplos de estratigrafía de cementos: A. Luego de una primera fase de incipiente cemento tipo *rim* (flechas amarillas) sobre clastos de cuarzo (b) se produce una profusa precipitación de sílice en continuidad óptica formando crecimiento secundario de cuarzo (a), el cemento de carbonato (c) es posterior probablemente rellenando espacios correspondientes a porosidad secundaria; B. Cemento de relleno de poro de caolinita (d) formada con posterioridad al cemento de cobertura arcilloso, probablemente clorita-esmectita (e) dispuesto sobre clastos de cuarzo (c); C. Con posterioridad a una primera fase de cemento arcilloso de cobertura se produjo la precipitación de cemento de caolinita (d) como relleno de poros, al progresar la diagénesis este cemento fue en gran medida disuelto formando porosidad secundaria, luego obliterada por la precipitación de cemento de zeolita (z, probablemente analcima); D. Sobre clastos de feldespato (f) y fragmentos líticos (t) se genera una primera fase de cemento arcilloso de cobertura (r), seguida por microcuarzo (m) y finalmente carbonato (c) como cemento de oclusión.

El objetivo de los estados diagenéticos es analizar la historia postdepositacional de una unidad, para lo cual se identifican discontinuidades en la evolución diagenética, expresadas en eventos de disolución lo suficientemente importantes como para generar una porosidad secundaria significativa (Figs. 5.25 y 5.26). A otra escala, estos eventos se asemejan a las "superficies de discontinuidad" reconocidas en el análisis del registro estratigráfico.

El establecer una estratigrafía de eventos diagenéticos permite reconstruir el "camino" seguido por el sedimento/roca, lo cual muchas veces es más importante que la estimación de los valores extremos (por ejemplo, la temperatura y/o profundidad máxima alcanzada) alcanzados durante la diagénesis.

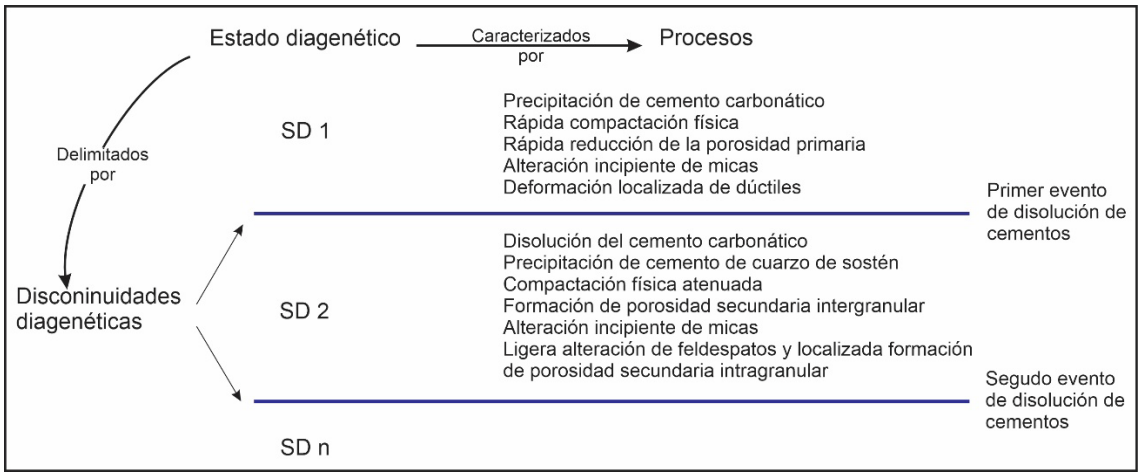


Figura 5.25. Esquema conceptual en la definición de los estados diagenéticos. Obsérvese que cada estado está limitado por superficies de discontinuidad diagenética y caracterizados por determinados procesos.

Específicamente, la sucesión relativa de los eventos de cementación/disolución puede ser estimada a partir de la observación de los contactos entre las diferentes fases autigénicas y respecto de la superficie original de los clastos. En principio, el primer cemento es aquel que se forma en contacto con el clasto y los sucesivos cementos irán progresivamente rellenando el espacio poral remanente. Entre estos eventos pueden producirse fenómenos de disolución que eliminen parcial o totalmente la fase autigénica previa. Se puede hablar así de contactos incongruentes o congruentes según se determine la existencia de un evento de disolución o no entre los cementos en contacto. En una escala de detalle aún mayor se pueden detectar eventos discretos de cambio en las condiciones físico-químicas a partir de la determinación de zonaciones dentro de una misma fase autigénica (por ejemplo, cambios isotópicos en un cemento carbonático).

Eventualmente pueden ocurrir procesos de disolución que borren totalmente el registro de eventos previos por lo que sólo se estaría observando la etapa final del ciclo diagenético. Sin embargo, como los estudios diagenéticos no suelen (ni deben) basarse en el análisis de una sola muestra es altamente probable que la mayor parte de los productos diagenéticos puedan ser reconocidos considerando el conjunto de muestras estudiadas.

Para finalizar, se debe recordar que en una sucesión sedimentaria las condiciones diagenéticas seguramente han variado no sólo verticalmente sino también lateralmente, por lo que el estudio de la evolución diagenética de una cuenca sedimentaria debe hacerse dentro de un margo geológico y temporal sólido a partir de un número suficiente de

muestras distribuidas de modo representativo y considerar indefectiblemente la presencia de intervalos de otras litologías.

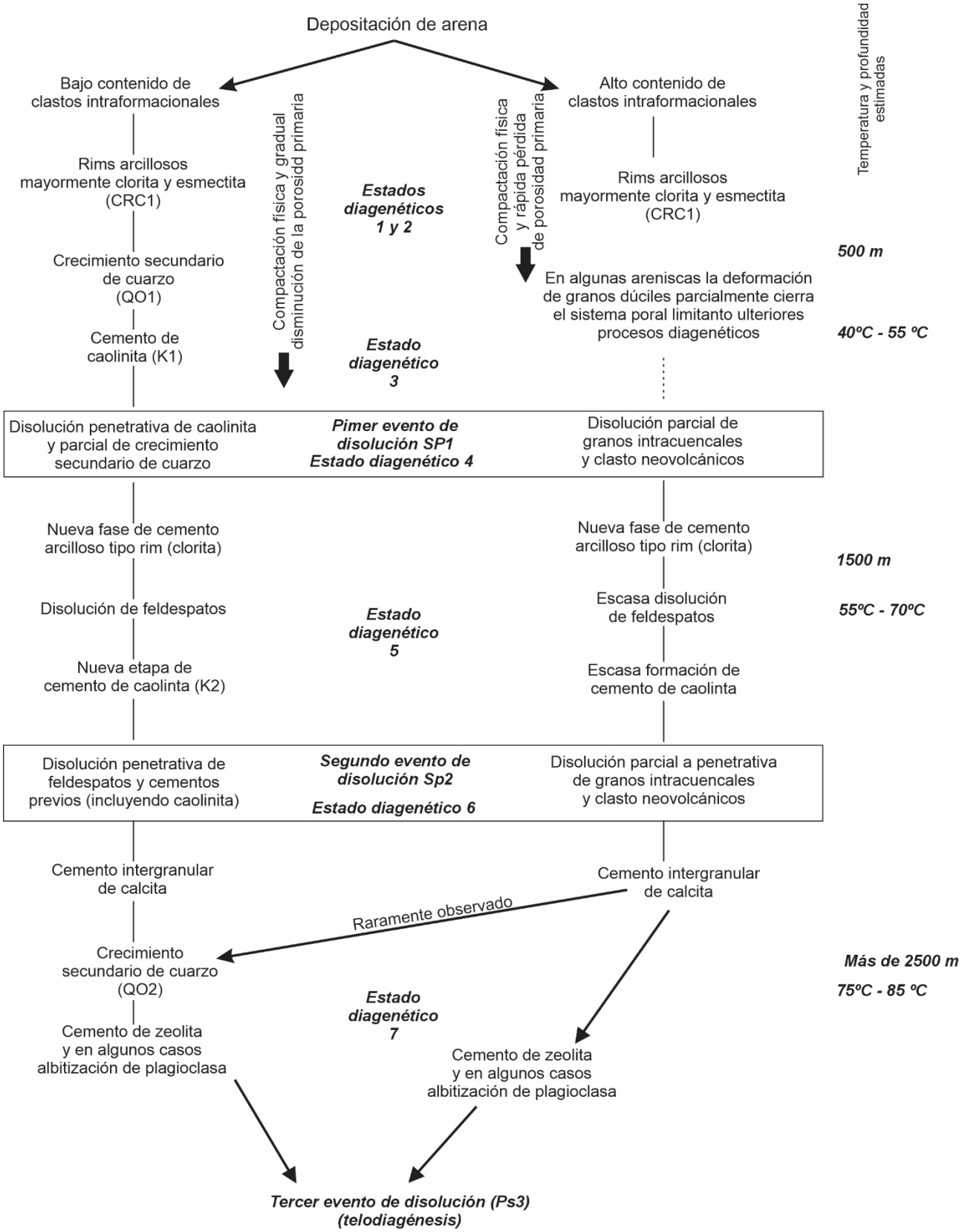


Figura 5.26. Ejemplo de la definición de estados diagenéticos para la Formación Bajo Barreal (Cretácico, Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina). Modificado de Limarino et al. (2017).

BIBLIOGRAFÍA

Aagaard, P., Egeberg, P. K., Saigal, G. C., Morad, S., & Bjorlykke, K. (1990). Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway; II, Formation water chemistry and kinetic considerations. Journal of sedimentary Research, 60(4): 575-581.

Allen, J. R. L. (1962). Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. Journal of Sedimentary Research, 32(4): 657-697.

Davies, D. K. (1978). Clay Technology and Well Stimulation. Trans. Gulf-Coast Ass. Geol. Socs., 28, 1-6.

Aoyagi, K., & Kazama, T. (1980). Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. Sedimentology, 27(2): 179-188.

Baldwin, B., & But:er, C.O. (1985). Compaction curves. A.A.P.G. Bull., 69: 622-626.

Barker, C. E., & Elders, W. A. (1981). Vitrinite reflectance geothermometry and apparent heating duration in the Cerro Prieto geothermal field. Geothermics, 10(3-4): 207-223.

Bates, R. L., & Jackson, J. A. (1987). Glossary of Geology, 788 pp. American Geological Institute, Alexendria.

Beard, D., & Weyl, P. K. (1973). Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. AAPG bulletin, 57(2): 349-369.

Berner, R. A. (1980). Early diagenesis: a theoretical approach (No. 1). Princeton University Press, 241 pp.

Besly, B. M., & Turner, P. (1983). Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK). Geological Society, London, Special Publications, 11(1): 131-147.

Bethke, C.M., & Marshack, S. (1990) Brine migration across North America—the plate tectonics of groundwater. Annual Review of Earth Sciences, 18: 287–315.

Bjørkum, P. A., Oelkers, E. H., Nadeau, P. H., Walderhaug, O., & Murphy, W. M. (1998). Porosity prediction in quartzose sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite frequency, and hydrocarbon saturation. AAPG bulletin, 82(4): 637-648.

Bjørlykke, K. (1983). Diagenetic reactions in sandstones. Sediment diagenesis, 169-213.

Bjørlykke, K. (1988). Sandstone diagenesis in relation to preservation, destruction and creation of porosity. En Developments in sedimentology, Vol. 41, pp. 555-588. Elsevier.

Bjørlykke, K. (1994). Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. Geological Society, London, Special Publications, 78(1): 127-140.

Bjørlykke, K. (1997). Lithological Control on Fluid Flow in Sedimentary Basins. En: Jamtveit, B., Yardley, B.W.D. (eds) Fluid Flow and Transport in Rocks. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1533-6_2.

Bjørlykke, K. (1999). An overview of factors controlling rates of compaction, fluid generation and flow in sedimentary basins. Growth, dissolution and pattern formation in geosystems, 381-404.

Bjørlykke, K. (1999). Principal aspects of compaction and fluid flow in mudstones. Geological Society, London, Special Publications, 158(1): 73-78.

Bjorlykke, K. (2010). Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics. Springer Science & Business Media.

Bjørlykke, K., & Egeberg, P. K. (1993). Quartz cementation in sedimentary basins. AAPG Bulletin, 77(9): 1538-1548.

Bjørlykke, K., & Høeg, K. (1997). Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology, 14(3): 267-276.

Boles, J. R. (1982). Active albitization of plagioclase, gulf coast Tertiary. American Journal of Science, 282(2): 165-180.

Boles, J. R., & Coombs, D. S. (1975). Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. Geological Society of America Bulletin, 86(2): 163-173.

Brenner, R. L. (1989). Stratigraphy, petrology, and paleogeography of the upper portion of the Cherokee Group (Middle Pennsylvanian), eastern Kansas and northeastern Oklahoma. Bulletin (Kansas Geological Survey): 1-70.

Burley, S. D., Kantorowicz, J. D., & Waugh, B. (1985). Clastic diagenesis. Geological Society, London, Special Publications, 18(1): 189-226.

Chilingarian, G. V. (1983). Compactional diagenesis. En Sediment diagenesis (pp. 57-168). Dordrecht: Springer Netherlands.

Chilingarian, G. V., & Wolf, K. H. (1975). Compaction of coarse-grained sediments. Developments in Sedimentology, 18 A y B. Elsevier, 808 pp.

Cho, M., Maruyama, S., & Liou, J. G. (1987). An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P fluid. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97(1): 43-50.

Choquette, P.W., & Pray, L.C. (1970). Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. A.A.P.G. Bull., 54: 207-250.

Coombs, D. S. (1954). The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. En Transactions of the Royal Society of New Zealand, Vol. 82, No. 65, p. 109.

Coombs, D. S. (1993). Dehydration veins in diagenetic and very-low-grade metamorphic rocks: features of the crustal seismogenic zone and their significance to mineral facies. Journal of Metamorphic Geology, 11(3): 389-399.

Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S., & Taylor, A. M. (1959). The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochimica et Cosmochimica Acta, 17 (1-2): 53-107.

De Ros, L. F. (1997). Compositional controls in sandstone diagenesis: Comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the Faculty of Science and Technology, v. 198, p. 1–24.

Do Campo, M., Nieto, F., del Papa, C., & Hongn, F. (2014). Syn-and post-sedimentary controls on clay mineral assemblages in a tectonically active basin, Andean Argentinean foreland. Journal of South American Earth Sciences, 52: 43-56.

Dorning, K. J. (1986). Organic microfossil geothermal alteration and interpretation of regional tectonic provinces. Journal of the Geological Society, 143(1): 219-220.

De Segonzac, G. D. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme (No. 29). Université de Strasbourg, 320 p.

Eagle, R. A., Eiler, J. M., Tripati, A. K., Ries, J. B., Freitas, P. S., Hiebenthal, C., Wanamaker Jr., A. D., Taviani, M., Elliot, M., Marenssi, S., Nakamura, K., Ramirez, P., & Roy, K. (2013). The influence of temperature and seawater carbonate saturation state on 13 C–18 O bond ordering in bivalve mollusks. Biogeosciences, 10(7): 4591-4606.

Egeberg, P. K., & Aagaard, P. (1989). Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf. Applied Geochemistry, 4(2): 131-142.

Ehrenberg, S.N. (1989). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. Discussion: Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. A.A.P.G. Bull., 73: 1274-1276.

Ehrenberg, S. N. (1995). Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections; how to do it and what the results mean. Journal of Sedimentary Research, 65(2a): 369-379.

Ehrenberg, S. N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A. R., & Duthie, D. M. L. (1993). Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. Clay minerals, 28(3): 325-352.

Elmore, R.D., Engel, M.H., Crawford, L., Nick, K., Imbus, S., & Sofer, Z. (1987) Evidence for a relationship between hydrocarbon migration and authigenic magnetite. Nature, 325: 428–430.

Emery, J. R., & Griffiths, J. C. (1954). Differentiation of oil-bearing from barren sediments by quantitative petrographic analysis. Producers Monthly, 19 (2): 33-37.

Epstein, A. G., Epstein, J. B., & Harris, L. D. (1977). Conodont color alteration; an index to organic metamorphism. US Govt. Print. Professional Paper of the U.S. Geological Survey 995: 1-27.

Ertug, K., Vecoli, M., & İnan, S. (2019). Palynofacies, paleoenvironment and thermal maturity of early Silurian shales in Saudi Arabia (Qusaiba Member of Qalibah Formation). Review of Palaeobotany and Palynology, 270: 8-18.

Espejo, I. S., & Lopez-Gamundi, O. R. (1994). Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin; the El imperial formation (mid Carboniferous-lower Permian), San Rafael basin, western Argentina. Journal of Sedimentary Research, 64(1a): 8-16.

Fairbridge, R. W. (1967). Phases of diagenesis and authigenesis. In Developments in sedimentology (Vol. 8, pp. 19-89). Elsevier.

Fitzgerald, P., & Malusá, M. (2019). Concept of the Exhumed Partial Annealing (Retention) Zone. En Malusá, M y P. Fitzgerald (eds). Fission-tract thermochronology and its applications to geology. Springer, New York, 165-189.

Füchtbauer, H. (1967). Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. 7th World Petroleum Congress Proceedings, 2: 353-369.

Füchtbauer, H. (1974). Sediments and Sedimentary Rocks I. John Wiley and Son, Inc., New York, 464 pp.

Galasso, F., Fernandes, P., Montesi, G., Marques, J., Spina, A., & Pereira, Z. (2019). Thermal history and basin evolution of the Moatize-Minjova Coal Basin (N'Condédzi sub-basin, Mozambique) constrained by organic maturation levels. Journal of African Earth Sciences, 153: 219-238.

Galloway, W. E. (1979). Diagenetic control of reservoir quality in arc-derived sandstones: implications for petroleum exploration. En Aspect of the Diagenesis, editado por Scholle, P. A. & Schluger, P. R., 26: 251-262.

Galloway, W.E. (1984). Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. En: D.A. McDonald y R.C. Surdam (Eds.), Clastic Diagenesis, A.A.P.G. Memoir, 3-13.

Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., & Lustrino, M. (2013). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. The Journal of Geology, 121(6): 547-580.

Girard, J. P., Aronson, J. L., & Savin, S. M. (1988). Separation, KAr dating and 18O16O ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: An example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola Margin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(9): 2207-2214.

Gluyas, J., & Cade, C. A. (1997). Prediction of porosity in compacted sands. En Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates, J. A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch (Eds). AAPG Memoir 69: 19-27.

Goldstein, R.H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems, Lithos, 55, 159-193.

Gretener, P.E. (1977). Pore pressures: fundamentals, general ramification and implications for structural geology. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course. Note Ser. 4, A.A.P.G. Tulsa, Okla., 87 pp.

Hails, J.R. (1976). Compaction and diagenesis of very coarse grained sediments. Developments in Sedimentology. 18 B, Elsevier, 445-457.

Hancock, N.J., & Taylor, A.M. (1978) Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Group. Journal of the Geological Society, London, 135: 69–72.

Harrison, W. J., & Tempel, R. N. (1993). Diagenetic pathways in sedimentary basins. En: A.D. Horbury y A.G. Robinson (Eds.), Diagenesis and Basin Development, A.A.P.G. Studies in Geology 36: 69-86.

Hartkopf-Fröder, C., Königshof, P., Littke, R., & Schwarzbauer, J. (2015). Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. International Journal of Coal Geology, 150: 74-119.

Hay, R. L., & Sheppard, R. A. (2001). Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: an overview. Reviews in mineralogy and geochemistry, 45(1): 217-234.

Héroux, Y., Chagnon, A., & Bertrand, R. (1979). Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. AAPG Bulletin, 63(12): 2128-2144.

Heydari, E. (1997). Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. En Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical, and Hydrologic Considerations, editado por Isabel P. Montanez, Jay M. Gregg, Kevin L. Shelton, SEPM Society for Sedimentary Geology, Vol. 57.

Hoefs, J. (2009). Stable Isotope Geochemistry (6th ed). Berlin: Verlag Berlin Heidelberg, 53.

Hoholick, J. D. (1982). Weighted contact packing-improved formula for grain packing of quartz arenites. The Mountain Geologist, 19(3): 79-82.

Houseknecht, D.W. (1987). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. AAPG Bulletin, 71(6): 633-642.

Hudson, J.D. (1977). Oxygen isotope studies on Cenozoic temperatures, oceans and ice accumulation. Scott. Journal of Geology, 13: 313-326.

lijima, A. (1988). Diagenetic transformations of minerals as exemplified by zeolites and silica minerals - a Japanese view. En: Diagenesis II. - Developments in sedimentology, editado por G. V. Chilingarian & K. H. Wolf, 43: 147-188, Elsevier, Amsterdam.

Iijima, A. (1995). Zeolites in petroleum and natural gas reservoirs in Japan: a review. In Natural Zeolites '93: Occurrence, Properties, Uses. DW Ming, FA Mumpton (eds) Int'l Comm Natural Zeolites, Brockport, New York, p 99-114.

Iijima, A., & Ogihara, S. (1995). Temperature-time relationships of zeolitic reactions in burial diagenesis in marine sequences. En Natural Zeolites '93: Occurrence, Properties, Uses. DW Ming, FA Mumpton (eds) Int'l Comm Natural Zeolites, Brockport, New York, p 115-123.

ljima, A., & Utada, M. (1966). Zeolites in sedimentary rocks, with reference to depositional environments and zonal distribution. Sedimentology, 7: 327-357.

Ingles, O.G., & Grant, K. (1975). The effect of compaction on various properties of coarse-grained sediments. Developments in Sedimentology, 18 A, Elsevier, 293-348.

Jeans, C.V. (1978) The origin of the Triassic clay mineral assemblages of Europe with special reference to the Keuper Marl and Rhaetic of parts of England. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, 289: 549–639.

Kahn, J. S. (1956). The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. The Journal of Geology, 64(4): 385-395.

Kastner, M., & Siever, R. (1979). Low temperature feldspars in sedimentary rocks. American Journal of Science, 279(4): 435-479.

Kubler, B. (1964). Les argiles, indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. Franc. Petrole., 19: 1093-1112.

Larsen, G., & Chilingar, G. V. (1979). Introduction-diagenesis of sediments and rocks. In Developments in Sedimentology, Vol. 25, pp. 1-29. Elsevier.

Lee, M., Aronson, J. L., & Savin, S. M. (1989). Timing and Conditions of Permian Rotliegende Sandstone Diagenesis, Southern North Sea: K/Ar and Oxygen Isotopic Data1. AAPG bulletin, 73(2): 195-215.

Lihua, X., Yuanlin, M., Jiayu, N., Zhiguo, W., Xiulan, Y., Wenliang, Z., ... & Xin, W. (2005). Diagenetic history and diagenetic stages'prediction of Shahejie Formation in the Qikou Sag. Chinese Journal of Geology, 40(3): 346-362.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88: 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98: 102480.

Limarino, C.O., Morelli, I.R., & Alonso, M.S. (1987). El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico): su origen y probable significado. Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1/4): 1-10.

Loucks, R. G., Dodge, M. M., & Galloway, W. E. (1984). Regional controls on diagenesis and reservoir quality in lower Tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast: Part 1. Concepts and principles.

Love, L.G. (1967) Early diagenetic iron sulphide in Recent sediments of the Wash, England. Sedimentology, 9: 327–352.

Lundegard, P.D. (1992). Sandstone porosity loss. A "big picture" view of the importance of compaction. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 250-260.

Malusà, M. G., & Fitzgerald, P. G. (Eds.). (2019). Fission-track thermochronology and its application to geology (Vol. 393). Cham, Switzerland: Springer.

Manheim, F. T., & Paull, C. K. (1981). Patterns of groundwater salinity changes in a deep continental-oceanic transect off the southeastern Atlantic coast of the USA. Journal of Hydrology, 54(1-3): 95-105.

Marenssi, S. A. (1995). Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida (Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).

Marenssi, S. A., Díaz, M., & Limarino, C. O. (2023). Depositional and diagenetic controls on sandstone compactional fabrics in an Andean broken foreland basin, the Miocene Vinchina formation, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 122: 104168.

Marenssi, S. A., Net, L. I., & Santillana, S. N. (2002). Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the

Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. Sedimentary Geology, 150(3-4): 301-321.

Marfil, R., Scherer, M., & Turrero, M. J. (1996). Diagenetic processes influencing porosity in sandstones from the Triassic Buntsandstein of the Iberian Range, Spain. Sedimentary Geology, 105(3-4): 203-219.

Martin, F. (1993). Acritarchsa review. *Biological Reviews*, *68* (4): 475-537.

Maxwell, J. C. (1964). Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone. AAPG Bulletin, 48: 697-709.

McAulay, G. E., Burley, S. D., Fallick, A. E., & Kusznir, N. J. (1994). Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. Clay Minerals, 29(4): 609-625.

McBride, E. F. (1974). Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Difunta Group, northeastern Mexico. Journal of Sedimentary Research, 44(3): 760-773.

McBride, E.F., Diggs, T.N., & Wilson, J.C. (1991). Compaction of Wilcox and Carrizo Sandstones (Paleogene-Eocene) to 4420M, Texas Gulf Coast. Jour. of Sed. Petrol., 61: 73-85.

Milliken, K.L. (2003). Late diagenesis and mass transfer in sandstone-shale sequences. En: F.T. Mackenzie (Ed.), Treatise on geochemistry. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks, 7: 159-190.

Morad, S. (1986). Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte, 145-156.

Morad, S. (1998). Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. En: Morad, S. (Ed.), Carbonate cementation in sandstones. I.A.S. Spec. Pub., 26, 1-26.

Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., & Nystuen, J. P. (1990). Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. Journal of Sedimentary Research, 60(3). 411-425.

Morad, S., De Ros, L. F., & Al-Aasm, I. S. (1996). Origin of low δ18O, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Stø Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. Marine and Petroleum Geology, 13(2): 263-276.

Morad, S., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47: 95-120.

Mozley, P.S. (1989). Complex compositional zonation in concretionary siderite: implications for geochemical studies. Journal of Sedimentary Petrology, 59: 815-818.

Murck, B.W., Skinner, B.J., & Porter, S.C. (1996) Environmental Geology. Wiley, New York, 560 pp.

Murray, R. C. (1964). Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. Journal of Sedimentary Research, 34(3): 512-523.

Nagtegaal, P.J.C. (1980). Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality. Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Barcelona, 34: 5-20.

Obermajer, M., Fowler, M. G., & Snowdon, L. R. (1999). Depositional environment and oil generation in Ordovician source rocks from southwestern Ontario, Canada: organic geochemical and petrological approach. AAPG Bulletin, 83(9): 1426-1453.

Odin, G.S., & Matter, A. (1981) De glauconiarium originae. Sedimentology, 28: 614–641.

O'Keefe, J.K., Bechtel, A., Christanis, K., Di Michele, W.A., Eble, C.F., Esterle, J., Masterz, M., Raymond, A. L., Valentim, B. V., Wagner, N. J., Ward, C. R., & Hower, J. C., 2013. On the fundamental difference between coal rank and coal type. Geology 118: 58-87.

Parker, A., & Sellwood, B.W. (1983). Sediment Diagenesis. NATO. ASI. Series, C 115. D. Reidel Publishing Company, 427 pp.

Pearson, D. L. (1984). Pollen/spore color "standard". Phillips Petroleum Company Exploration Projects Section (reproduced in Traverse, A., 1988. Palaeopalynology, Plate 1. Unwin Hyman, Boston).

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (2012). Sand and sandstone. Springer Science & Business Media., 2nd ed. Springer-Verlag, 553 pp.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). Sand and sandstone. Springer-Verlag. New York, 618 pp.

Pe-Piper, G., & Piper, D. J. (2022). Temperature and basinal fluid controls on feldspar diagenesis, Lower Cretaceous sandstones, Scotian Basin, Canada. Marine and Petroleum Geology, 141: 105704.

Pittman, E.D. (1979). Recent advances in sandstone diagenesis. Ann. Rev. Earth. Planet, Sci., 7: 39-62.

Pittman, E.D., & Larese, R.E. (1991). Compaction of lithic sands: experimental results and application. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75: 1279–1299.

Posnjak, E. (1938). The system $CaSO_4$-H_20. Am. J. Sci. Series 5.3 SA.

Primmer, T. J., Cade, C. A., Evans, J., Gluyas, J. G., Hopkins, M. S., Oxtoby, N. H., Smalley, P. C., Warren, E. A., & Worden, R. H. (1997). Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. En Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates, editado por Kupecz, Gluyas and Bloch, AAPG Memoir 69, p. 61-77.

Purvis, K., & Wright, V.P. (1991) Calcretes related to phreatophytic vegetation from the Middle Triassic Otter sandstone of southwest England. Sedimentology, 38 (3): 539-551.

Qian, W., Yin, T., Zhang, C., Hou, G., & He, M. (2020). Diagenesis and diagenetic stages prediction of Ed2 reservoir in the west of Bozhong sag. Petroleum, 6(1): 23-30.

Ramseyer, K., Boles, J.R., & Lichtner, P.C. (1992) Authigenic K–NH4–feldspar in sandstones: a fingerprint of the diagenesis of organic matter. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 349–356.

Ramseyer, K., Fischer, J., Matter, A., Eberhardt, P., & Geiss, J. (1989). A cathodoluminescence microscope for low intensity luminescence. Journal of Sedimentary Research, 59(4): 619-622.

Randive, K. R., Hari, K. R., Dora, M. L., Malpe, D. B., & Bhondwe, A. A. (2014). Study of fluid inclusions: methods, techniques and applications. Geological Magazine, 29(1): 19-28.

Reed, J. S., Eriksson, K. A., & Kowalewski, M. (2005). Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. Sedimentary Geology, 176(3-4): 225-246.

Rejebian, V. A., Harris, A. G., & Huebner, J. S. (1987). Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. Geological Society of America Bulletin, 99(4): 471-479.

Rezaee, M.R., & Schulz-Rojahn, J.P. (1998). Application of quantitative back-scattered electron iamge analysis in isotope interpretation of siderite cement: Tirrawarra Sandstone, Cooper basin, Australia. IAS Spec. Publ., 26: 461-481.

Ritthenhouse, G. (1971). Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a Theorical approach. AAPG. Bulletin, 55: 92-96.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Mineral Soc. Am. Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.

Rossi, C., Goldstein, R. H., Ceriani, A., & Marfil, R. (2002). Fluid inclusions record thermal and fluid evolution in reservoir sandstones, Khatatba Formation, Western Desert, Egypt: a case for fluid injection. AAPG bulletin, 86(10): 1773-1799.

Saigal, G. C., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P. K., & Aagaard, P. (1988). Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway; I, Textures and origin. Journal of Sedimentary Research, 58(6): 1003-1013.

Scasso, R.., & Limarino, C.O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N°1: 259 páginas.

Schauble, E. A., Ghosh, P., & Eiler, J. M. (2006). Preferential formation of 13C–18O bonds in carbonate minerals, estimated using first-principles lattice dynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(10): 2510-2529.

Scherer, M. (1987). Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. AAPG bulletin, 71(5): 485-491.

Selley, R. C. (1978). Porosity gradients in North Sea oil-bearing sandstones. Journal of the Geological Society, 135(1): 119-132.

Sheldon, H. A., Wheeler, J., Worden, R. H., & Cheadle, M. J. (2003). An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones. Journal of Sedimentary Research, 73(1): 64-71.

Smosna, R. (1989). Compaction law for Cretaceous sandstones of Alaska's North Slope. Journal of Sedimentary Research, 59(4): 572-584.

Spötl, C., & Pitman, J. K. (1998). Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: A reappraisal of a burial-diagenetic concept. Carbonate cementation in sandstones: Distribution patterns and geochemical evolution, 437-460.

Spötl, C., & Wright, V.P. (1992) Groundwater dolocretes from Late Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid continental diagenetic facies. Sedimentology, 39: 1119–1136.

Staplin, F. L. (1969). Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 17(1): 47-66.

Strakhov, N.M. (1953). Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formations. Akad. Navk. SSSR. Izv. Sci. Geol., 5: 12-49.

Strakhov, N.M. (1970). Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, 577 pp.

Surdam, R.C., & Boles, J.R. (1979). Diagenesis of volcanic sandstones. S.E.M.P., Special Pub., 26: 227-242.

Surdam, R.C., Crossey, L.J., & Boese, S.W. (1984). The chemistry of the secondary porosity. En: D.A. McDonald y L.J. Surdam (Eds.), Clastic diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Memoir 37: 127-150.

Surdam, R. C., Crossey, L. J., Hagen, E. S., & Heasler, H. P. (1989). Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. AAPG Bulletin, 73(1): 1-23.

Suttner, L.J., & Duta, P.K. (1986). Alluvial sands tone composition and paleoclimate, frameworks mineralogy. Journal Sed. Petrol, 56(3): 329-345.

Stewart, R.J., & McCulloh, T.H. (1977). Widespread occurrence of Laumontite in the Late Mesozoic and Tertiary basins of the Pacific Margin. AAPG-SEPM, Rocky Mountains Secs., Meeting Program with Abstracts: 48-49.

Szabo, J. O., & Paxton, S. T. (1991). Intergranular volume (IGV) decline curves for evaluating and predicting compaction and porosity loss in sandstones. AAPG Bulletin, 75(CONF-910403-).

Tada, R,. & Siever, R. (1989). Pressure solution during diagenesis. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 17: 89-118.

Tagami, T., & O´Sullivan, P. (2005). Fundamentals of fission-tracks thermochronology. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58: 19-47.

Taylor, J.M. (1950) Pore space reduction in sandstones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 34: 701–716.

Thiry, M., Ayrault, M. B., & Grisoni, J. C. (1988). Ground-water silicification and leaching in sands: example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. Geological Society of America Bulletin, 100(8): 1283-1290.

Traverse, A. (2007). Paleopalynology. Springer Science & Business Media, Vol. 28, Boston, 600 p.

Utada, M. (1965). Zonal distribution of authigenic zeolites in the Tertiary pyroclastic rocks in Mogami District, Yamagata Prefecture. Sci Paper Coll Gen Educ, Univ Tokyo, 15:173216.

Utada, M. (1970). Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan. Sci Paper Coll Gen Educ, Univ Tokyo, 20: 191–262.

Utada, M. (2001). Zeolites in burial diagenesis and low-grade metamorphic rocks. Reviews in Mineralogy and Geochemistry (2001) 45 (1): 277–304.

Utada, M., Shimizu, M., Ito, T., & Inoue, A. (1999). Alteration of caldera-forming rocks related to the Sanzugawa volcano-tectonic depression, northeast Honshu, Japan—with special reference to "caldera-type zeolitization." Resource Geol, Spec'l Issue, 20: 127–138.

Van Gijzel, P. (1981). Applications of the geomicrophotometry of kerogen, solid hydrocarbons and crude oils to petroleum exploration. Organic maturation studies and fossil fuel exploration. Academic Press, London, 351-377.

Verdel, C., van der Pluijm, B. A., & Niemi, N. (2012). Variation of illite/muscovite 40 Ar/39 Ar age spectra during progressive low-grade metamorphism: an example from the US Cordillera. Contributions to Mineralogy and Petrology, 164: 521-536.

Walther, H. (1893-1894). Einleitung in die Geologie als historische Wissenchaft. Einschlüsse. Fischer, Jena, 1055 pp.

Warren, E.A. & Curtis, C.D. (1989) The chemical composition of authigenic illite within two sandstone reservoirs as analysed by ATEM. Clay Minerals, 24: 137–156.

Waugh, B. (1971) Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electron microscopy. Sedimentology, 17: 309–320.

Waugh, B. (1978) Authigenic feldspar in British Permo-Triassic sandstones. Journal of the Geological Society, 135: 51–56.

Weyl. P.K. (1959). Pressure solution and the force crystallization: a phenomenological theory. Journal of Geophysical Research, 64: 2001-2025.

Wilson, M.D., Byrnes, A.P., Bloch, S., Stanton, P.T., Wood, J.R., & McGowen, J.H. (1994). Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. S.E.P.M., Short Course Notes, 33, 460 pp.

Wilson, J. C., & McBride, E. F. (1988). Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. AAPG bulletin, 72(6): 664-681.

Wilson, M.D., & Pittman, E.D. (1977). Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenviromental analysis. Journal of Sedimentary Petrology, 47: 3-31.

Wolf, K., & Chilingar, G.V. (1976). Diagenesis of sandstones and compaction. Development in Sedimentology, 18 B, Elsevier, 69-423.

Worden, R.H. , & Burley, S.D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. En: Worden, R.H. y Burley, S.D. (Eds.), Sandstone diagenesis. Recent and ancient. Reprint series Vol. 4 of the IAS, 3-44.

Worden, R.H., & Morad, S. (2000). Quartz cement in oil field sandstones: a review of the critical problems. En: R.H. Worden y S. Morad (Eds.), Quartz cementation in sandstones. I.A.S. Spec. Pub., 29: 1-20.

Worden, R.H,. & Morad, S. (2003). Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. En: R.H. Worden y S. Morad (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. I.A.S. Spec. Pub., 34: 3-41.

Xi, K., Cao, Y., Lin, M., Liu, K., Wu, S., Yuan, G., & Yang, T. (2019). Applications of light stable isotopes (C, O, H) in the study of sandstone diagenesis: A review. Acta Geologica Sinica-English Edition, 93(1): 213-226.

Zinkernagel, U. (1978). Cathodolumnescence of quartz and its applications to sandstone petrology. Contributions to sedimentology, (8): 1-69.

Zou, C. N., Tao, S. Z., Hui, Z., Zhang, X. X., He, D. B., Zhou, C. M., ... & Hua, Y. (2008). Genesis, classification, and evaluation method of diagenetic facies. Petroleum Exploration and Development, 35(5): 526-540.

CAPÍTULO 6: CLASIFICACIÓN DE ARENISCAS

- *Introducción*
- *Control del tamaño de grano*
- *Composición de los clastos en areniscas*
- *El problema de la matriz*
- *Efecto del transporte y el clima sobre la composición de la fracción clástica*
- *Las primeras clasificaciones petrográficas*
- *Clasificaciones de areniscas: los criterios empleados*
- *Consideraciones finales sobre las clasificaciones petrográficas de areniscas*
- *Clasificaciones químicas de areniscas*

INTRODUCCIÓN

Antes de referirnos a las clasificaciones de areniscas existen dos aspectos básicos que deben ser considerados: 1. el porcentaje de granos de arena que una roca debe presentar para ser considerada arenisca y 2. los atributos petrográficos seguidos para las distintas clasificaciones.

En cuanto al tamaño de grano es obvio que se encuentran dominadas por clastos comprendidos entre 62 micrones y 2 mm, pero la proporción de arena versus fango y grava varía según los autores. Probablemente, la clasificación de Folk (1954) es la más restrictiva, pues considera a las areniscas puras como formadas por más de un 95% de arena con respecto a grava, utilizando el adjetivo de gravillosa cuando la arena varía entre 95% y 70% (véase Clasificación de Agregados Sedimentarios, Capítulo 3).

De igual forma, Folk (1954) fijó en 90% la cantidad de arena con respecto a fango necesaria para que un sedimento sea considerado arena pura (arenisca cuando está litificada), empleando el calificativo de arenisca limosa, fangosa o arcillosa según corresponda para aquellas con proporción de arena comprendida entre 90% y 50% (Folk et al., 1970). Aunque con algunas modificaciones terminológicas menores, similares criterios fueron seguidos por Dott (1964), Okada (1971), Gilbert (1982) y Blair y McPherson (1999, véase Capítulo 3 para mayores detalles).

En lo que respecta a los atributos petrográficos utilizados en las clasificaciones, la totalidad emplea a la composición de los clastos como indicador de área de procedencia y madurez composicional. Además, un buen número emplea el porcentaje de matriz para estimar la fluidez de las corrientes, dividiendo a las areniscas entre aquellas con bajos (areniscas “limpias”) y altos (areniscas “sucias”) porcentajes de matriz. Son muy escasas las clasificaciones que emplean otros criterios, como por ejemplo la presencia de estructuras sedimentarias, tipo de cemento u otros rasgos diagenéticos. Antes de analizar las características de las diferentes propuestas de clasificación haremos algunas breves

consideraciones acerca de sus parámetros principales, esto es el tamaño de grano, la composición de los clastos y el origen y significado de la matriz.

CONTROL DEL TAMAÑO DE GRANO

El tamaño de grano no es sólo importante desde un punto de vista meramente descriptivo a la hora de definir si se trata estrictamente de una arenisca gruesa, mediana o fina, sino que también controla la clasificación petrográfica de muchas areniscas. Ello es porque al disminuir el tamaño de grano los clastos líticos se separan en sus componentes monominerales, hasta que en situaciones extremas los fragmentos de rocas podrían desaparecer quedando representados en sus componentes minerales (Gazzi, 1966; Okada, 1967, 1970; Ingersoll et al., 1984; Scasso y Limarino (1997). Un ejemplo de lo dicho es mostrado en la figura 6.1, allí se analizan tres situaciones diferentes: 1. Fragmentos líticos con textura granosa donde la totalidad de los minerales miden más de 62 micrones (por ejemplo, granitos y gneises), 2. Aquellos en los que coexisten cristales de tamaño menor y mayor a 62 micrones (volcanitas con texturas microporfíricas) y 3. Fragmentos de rocas formados casi en su totalidad por minerales de diámetro menor a 62 micrones (por ejemplo, calizas).

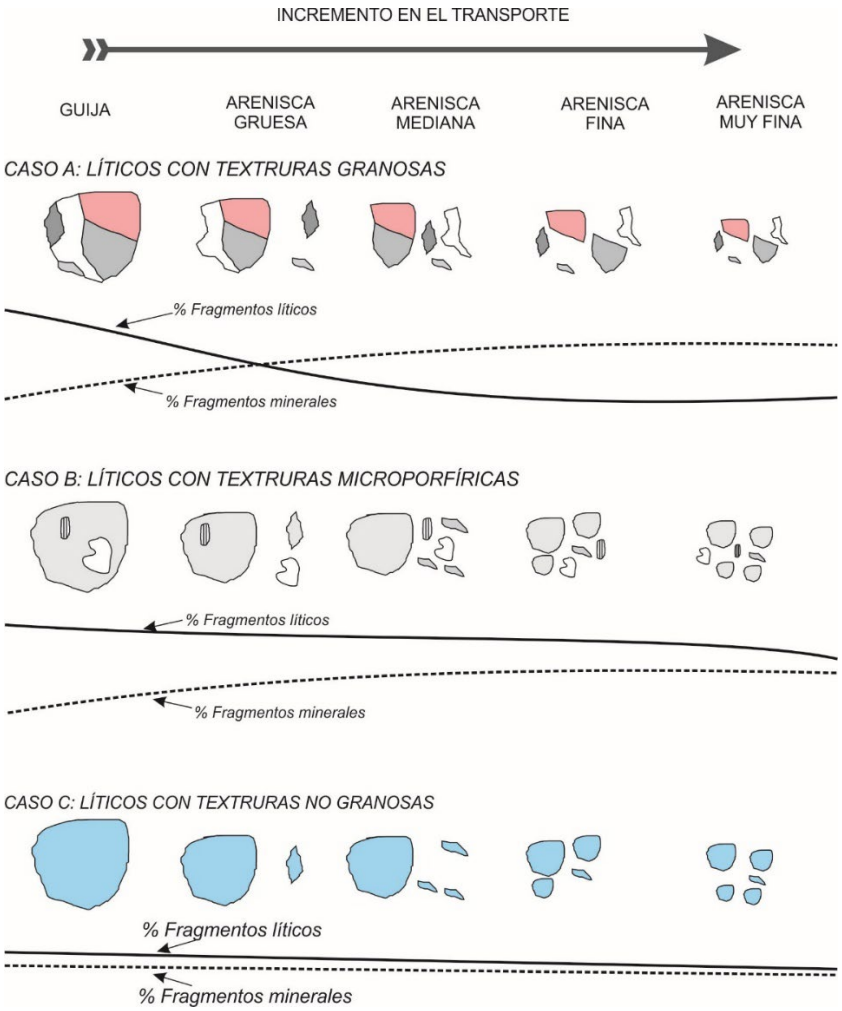


Figura 6.1 (página anterior). Ejemplo del control granulométrico sobre el porcentaje de fragmentos líticos al disminuir el tamaño de grano. En el caso de las rocas granosas (A en la figura) los líticos dominan en el tamaño guija, pero su proporción disminuye sustancialmente a partir de las areniscas medianas. Las rocas no granosas, por ejemplo, los líticos de volcanitas (B en la figura), aunque en ellos la proporción de líticos disminuye al hacerse más pequeño el tamaño de grano sus pastas se preservan como fragmentos de roca aún en las areniscas muy finas. Finalmente, cuando los líticos están compuestos por minerales cuyo diámetro es menor a 62 micrones (C en la figura) se conservan a lo largo de todos los tamaños de grano.

Este control del tamaño de grano sobre la clasificación petrográfica de las areniscas fue demostrado por Okada (1967, 1970) quien en un diagrama Q-F-L graficó la composición de areniscas turbidíticas del mismo ciclo (Fig. 6.2). Los gráficos presentados por Okada (1967, 1970) se resumen en la figura 6.2, allí el autor estudió la clasificación petrográfica de ocho unidades de turbiditas clásicas de Bouma que variaban en su base desde areniscas gruesas a medianas (término A de la turbidita) a areniscas finas y muy finas en el techo (término C de la turbidita, Fig. 6.2).

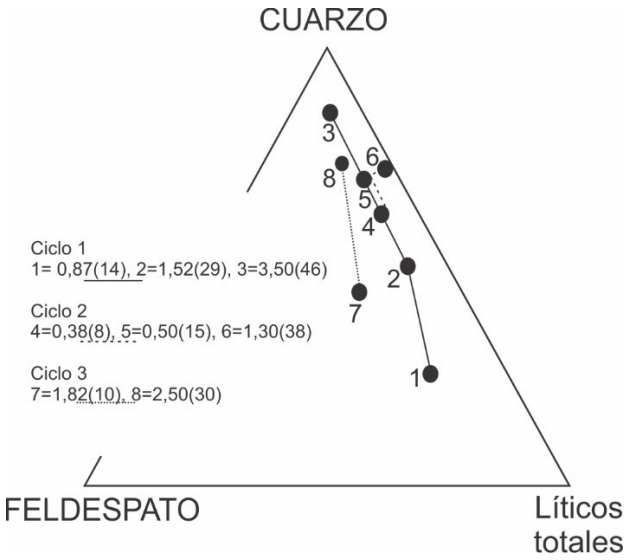


Figura 6.2. Ejemplo presentado por Okada (1967, 1970) para ilustrar como la composición de areniscas pertenecientes a un mismo ciclo turbidítico varía desde lítica a cuarzosa al disminuir el tamaño de grano. En cada uno de los tres ciclos se señala la variación del tamaño medio en unidades phi. Los números en cada ciclo indican el tamaño de grano en unidades phi y el porcentaje de matriz (entre paréntesis).

Como mostrara Okada (1970), en un mismo ciclo turbidítico la composición petrográfica variaba drásticamente según el tamaño de grano de la arenisca, desde una arenita lítica a una cuarzosa. Esta variación no puede ser interpretada como debido a cambios en el área de aporte, sino simplemente el resultado de la disgregación en los componentes minerales a medida que el diámetro de los clastos disminuye.

Por lo tanto, el tamaño de grano debería ser considerado como un componente de primer orden e incluido siempre dentro de la clasificación petrográfica de la arenisca, por ejemplo, arenisca feldespática gruesa. Sin embargo, con frecuencia el tamaño de grano de la arenisca es pasado por alto al momento de su clasificación.

Como se verá en el Capítulo 15, en los estudios de modas detríticas de areniscas fue propuesto el método de Gazzi-Dickinson (véase Ingersoll et al., 1984) con el fin de salvar, o al menos atenuar, el control del tamaño de grano sobre la composición. Este método ha

demostrado ser sumamente útil en estudios enfocados a áreas de proveniencia y consiste en reducir la composición de las areniscas obteniendo una moda virtual correspondiente al tamaño arena muy fina.

COMPOSICIÓN DE LOS CLASTOS EN ARENISCAS

Como se ha señalado, la composición de los clastos es considerada un criterio de primer orden en la clasificación petrográfica de areniscas ya que la mayoría de los esquemas la asumen como un indicador del área de proveniencia (Krynine, 1948; Pettijohn, 1949, 1954; McBride, 1963; Dott, 1964; Okada, 1970; Folk et al., 1970; Scasso y Limarino, 1997; Garzanti, 2019). En esta sección haremos una breve descripción de los principales tipos de clastos para lo cual han sido divididos en cuatro categorías principales: 1. Cuarzosos, 2. Feldespáticos, 3. Líticos y 4. Misceláneos.

Clastos cuarzosos

Corresponden a esta categoría los fragmentos monominerales de cuarzo, el cuarzo policristalino, ópalo, calcedonia y clastos de cuarcitas. El cuarzo como fragmento monomineral se presenta siempre con aspecto límpido, no alterado y conteniendo a menudo inclusiones fluidas y con menor frecuencia minerales (Fig. 6.3). Puede presentar extinción relámpago, ondulosa o fragmentosa, si bien esta característica no sugiere una proveniencia determinada, por lo general indica el mayor grado de deformación de la estructura cristalina. En este trabajo se sugiere describir la extinción del cuarzo distinguiendo tres categorías: extinción relámpago cuando muestran un ángulo de extinción menor a 5 grados, ondulosa entre 5 y 10 grados y la fragmentosa superior a 10 grados.

Basú et al. (1975) estudiaron la ondulosidad de 900 granos de cuarzo monocristalino provenientes de diferentes fuentes. El mencionado autor concluyó que los de origen plutónico presentan una ondulosidad promedio inferior a 5 grados (extinción relámpago dominante), mientras que los de metamorfitas de bajo grado se caracterizaron por ondulosidades mayores a 5 grados. Aunque esta característica no puede ser usada como regla general para asegurar la fuente de los clastos de cuarzo, puede ser muy útil como rasgo complementario en casos específicos. La presencia de abundantes y diminutas inclusiones de minerales micáceos, estaurolita, ilmenita y eventualmente granate también pueden sugerir una derivación desde fuentes metamórficas. En raros casos, los granos de cuarzo monocristalino pueden mostrar adherencias de crecimiento secundario indicando una fuente sedimentaria (Fig. 6.3).

Cuando los clastos de cuarzo exhiben formas cristalinas, caracterizadas por cierto grado de ideomorfismo, el desarrollo de bordes rectos e incluso en algunos casos hábitos piramidales, su derivación es muy probablemente de rocas volcánicas (Fig. 6.3). Esta

presunción se confirma cuando aparecen bordes engolfados, los que pueden indicar cristalización dendrítica dentro de la cámara magmática o productos de la reacción con la pasta durante el flujo lávico (Demange, 2012, Fig. 6.3). Cristales negativos o adherencia de pastas vítreas o microcristalinas también sugieren un origen volcánico (Fig. 6.3).

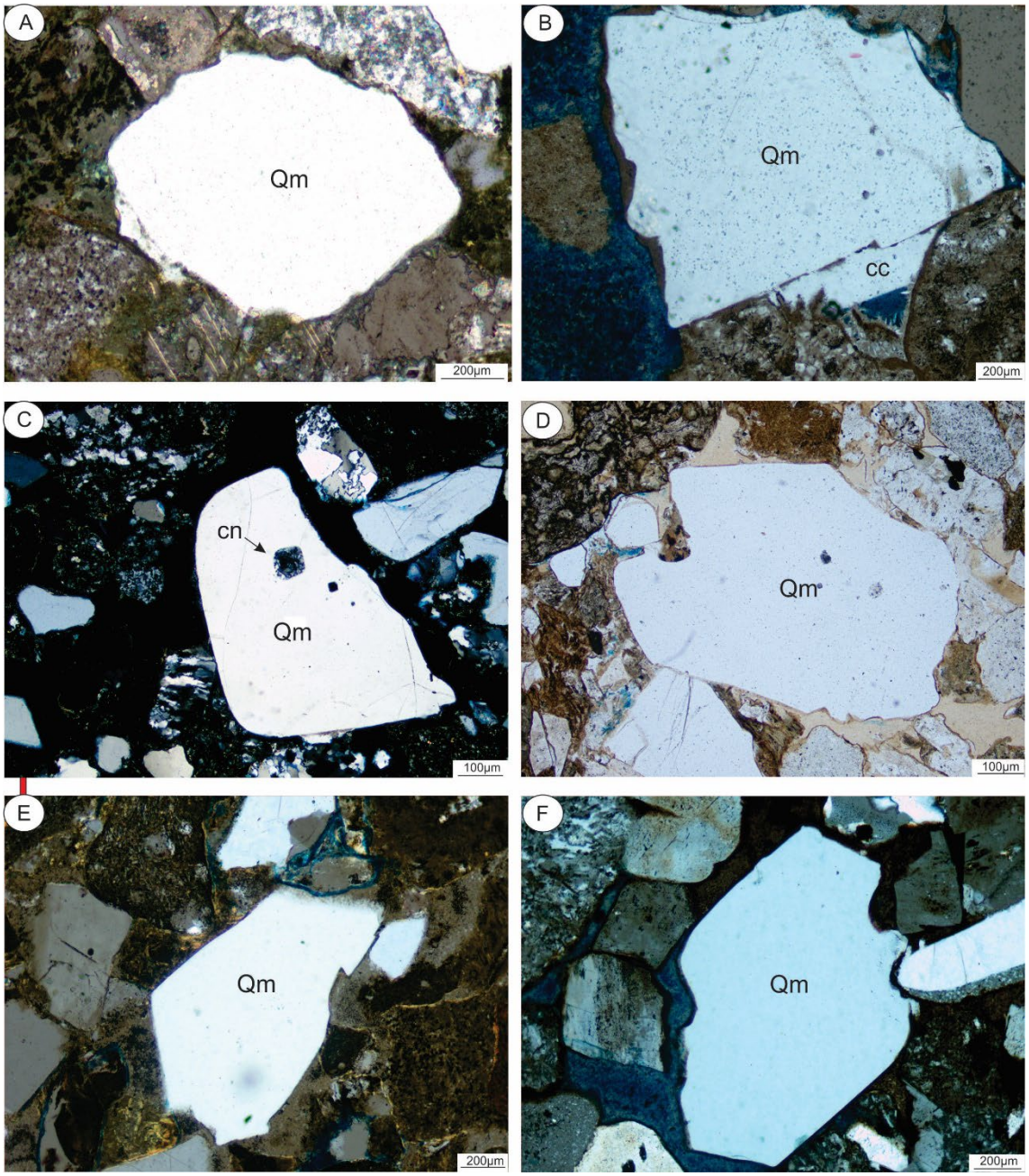


Figura 6.3. Ejemplos de clastos de cuarzo monocristalino (Qm): A. Clasto de cuarzo con sus bordes ligeramente identados y restos del cemento silíceo que sugiere proveniencia sedimentaria; B. Grano de cuarzo monocristalino mostrando el desarrollo de cemento de crecimiento secundario de sílice (cc); C. Clasto de cuarzo mostrando un contorno parcialmente idiomorfo e inclusión de cristal negativo (cn). D. Grano de cuarzo monocristalino engolfado; E. Fragmento de cuarzo monocristalino fracturado exhibiendo bordes rectos y parcial disolución diagenética; F. Clasto de cuarzo de muy probable origen volcánico mostrando sucesivos engolfamientos probablemente producidos por reacción con la pasta durante el derrame lávico. Todas las imágenes con nicoles cruzados.

Aunque el término cuarzo policristalino ha sido frecuentemente considerado un sinónimo de cuarzo tipo chert, o simplemente descripto como granos de chert, debe tenerse en cuenta que el término chert (ftanita en español) alude a un determinado tipo de roca. Por otro lado, y de acuerdo con el tamaño de los subcristales que componen el clasto, existen dos tipos principales de cuarzo policristalino, el de grano grueso y el de grano fino.

El cuarzo policristalino de grano grueso se diferencia del monocristalino en la existencia de al menos dos subgranos de diámetro mayor a 30 micrones con ángulos de extinción claramente diferentes (compárense Figs. 6.3 y 6.4). En algunos casos, el número de subgranos y la proporción total de cuarzo policristalino de grano grueso ha sido utilizada como indicador de áreas de proveniencia (Blatt y Christie, 1963; Basú et al., 1975).

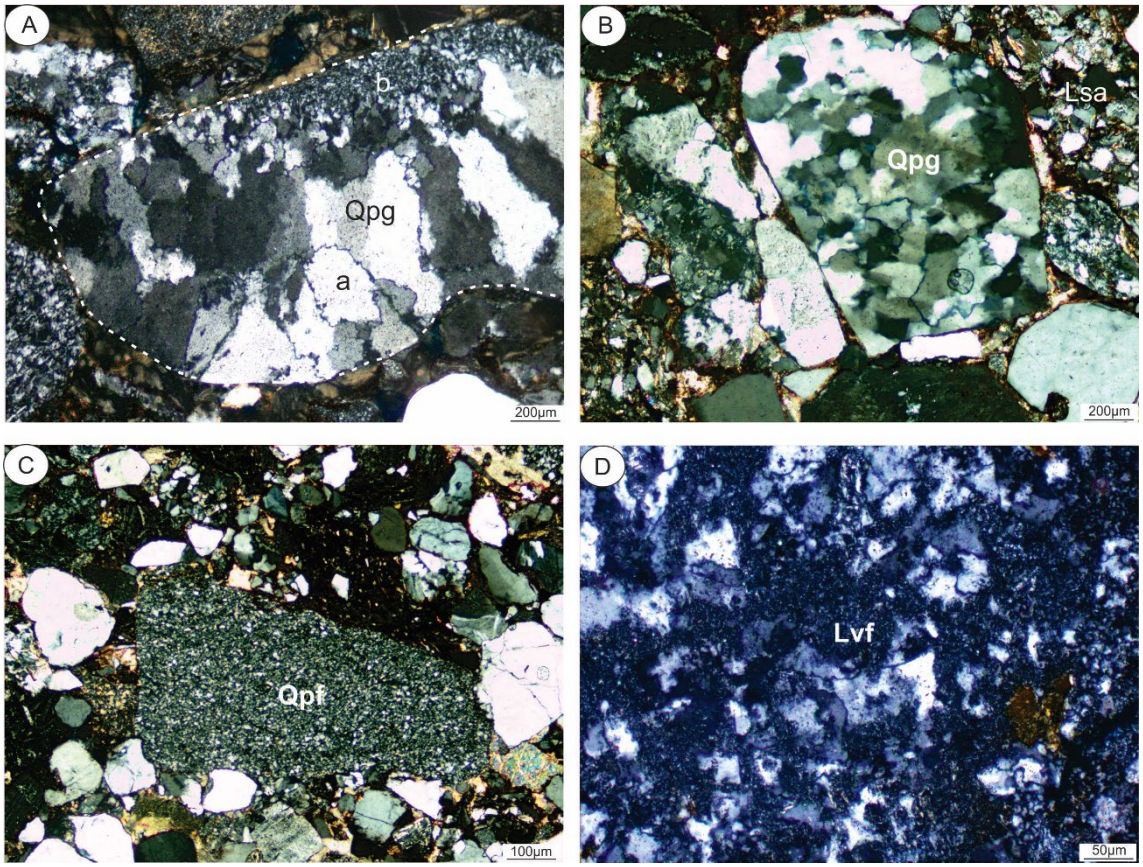


Figura 6.4. Ejemplos de cuarzo policristalino de grano grueso y fino: A, clasto de cuarzo policristalino mayormente de grano grueso (Qpg), sin embargo, nótese que dentro del clasto se observa un sector dominado por cuarzo de grano grueso (b) y otra de grano fino (a); B. Ejemplo de grano de cuarzo policristalino de grano grueso con más de cinco subgranos, obsérvese además un clasto de arenisca de grano fino (Lsa); C. fragmento de cuarzo policristalino de grano fino (Qpf, textura de chert) y D. fragmento lítico volcánico felsítico (Lvf), nótese que en ocasiones la textura felsítica puede ser confundida con un cuarzo policristalino de grano muy fino. Todas las imágenes con nicoles cruzados.

El cuarzo policristalino de grano fino es el que asemeja en textura y diámetro de subgranos (menor a 30 micrones) al chert, por su tamaño de grano fino suele mostrar

extinción en punta de alfiler (*pinpoint extinction,* Fig. 6.4). Este tipo de cuarzo puede derivar de sedimentos silíceos marinos de grano fino, en ocasiones, de origen orgánico (por ejemplo, radiolaritas), preservando excepcionalmente la estructura biogénica. En otros casos, el cuarzo policristalino de grano fino puede ser de origen hidrotermal e incluso formarse por la desvitrificación de tobas (Limarino y Caselli, 1995).

En lo que respecta al ópalo y calcedonia su formación es más frecuente en áreas vinculadas a actividad hidrotermal, las que comúnmente se asocian a volcanismo activo. Por lo general, el ópalo se forma a bajas temperaturas (menores a 150 °C) mientras que la calcedonia se origina a mayores temperaturas (Demange, 2012).

Los fragmentos de cuarcitas, tanto sedimentarias (ortocuarcitas) como metamórficas (metacuarcitas) de grano fino pueden aparecer como clastos, especialmente en areniscas gruesas y medianas.

Un rasgo complementario, que debe ser considerado en los clastos cuarzosos, es el grado de deformación de la red cristalina casi siempre por tectonismo. Esta deformación se manifiesta desde tenues bandas de extinción en granos de cuarzo hasta el desarrollo de texturas miloníticas (Fig. 6.5).

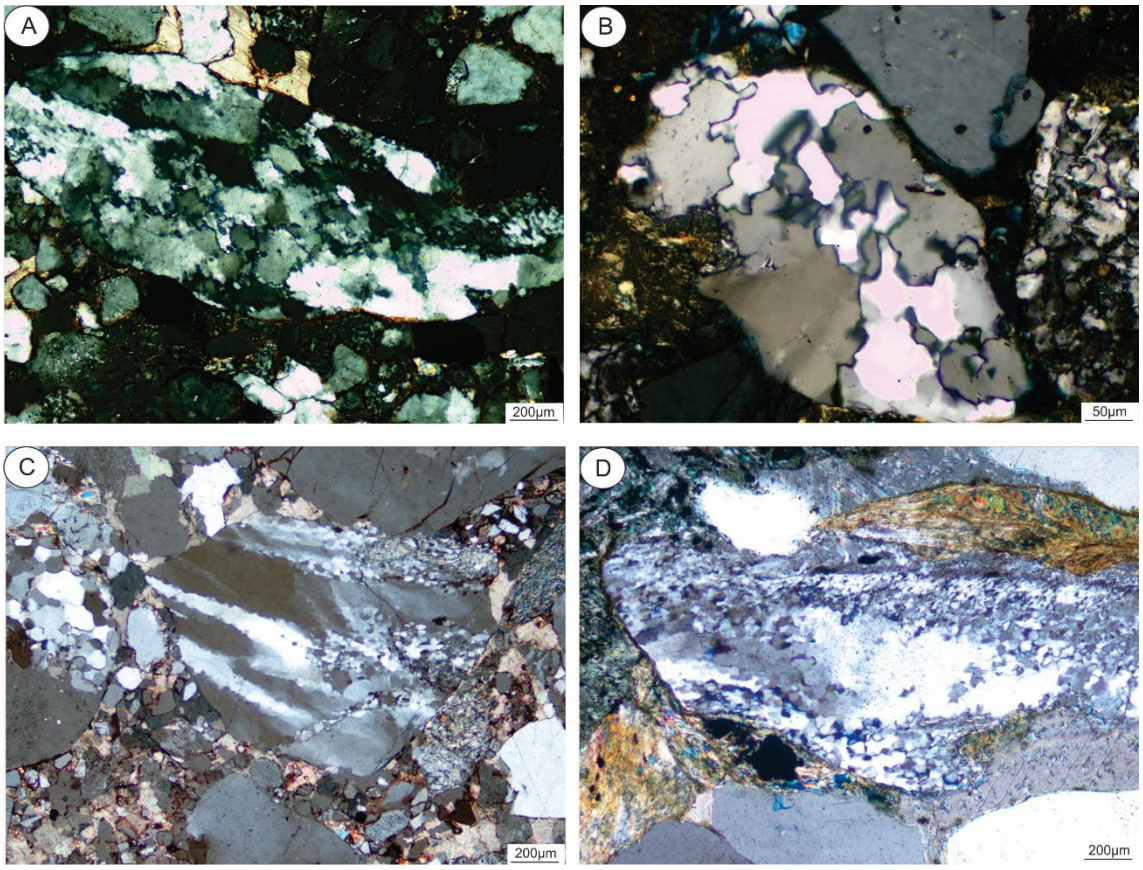


Figura 6.5. Ejemplos de clastos de cuarzo mostrando diferente grado de deformación de su estructura cristalina (desde A a D en orden creciente de deformación). A. y B. Clastos de cuarzo con contactos difusos entre granos evidenciando que las áreas fuentes estuvieron sujetas a deformación tectónica; C. y D. Clastos de cuarzo mostrando un grado extremo de deformación tectónica, en función de la información de campo podrían calificarse de miloníticos.

Clastos feldespáticos

Los feldespatos conforman el segundo mineral en orden de abundancia en la mayoría de las areniscas y conforman dos grupos principales, los feldespatos potásicos y las plagioclasas. En lo que respecta a los feldespatos potásicos aparecen tres minerales principales: ortosa, microclino y sanidina (Fig. 6.6). El primero ocurre casi invariablemente como clastos monominerales, mostrando desde un aspecto totalmente límpido hasta fuertemente alterado a minerales de arcillas (principalmente caolinita e illita).

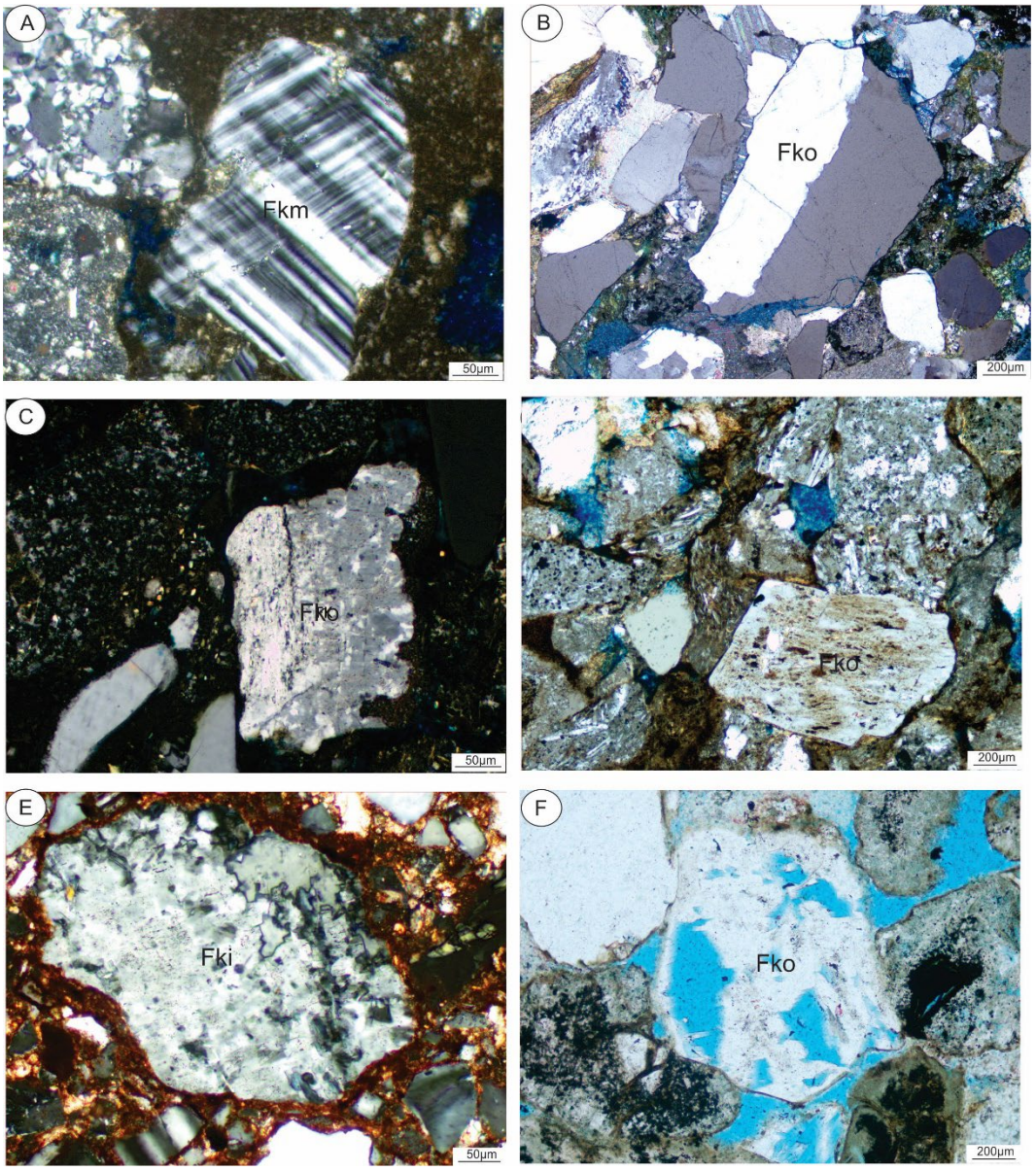


Figura 6.6. Ejemplos de clastos de microclino y ortosa. A. Clasto de microclino (Fkm) con el típico maclado en arpillera; B. Grano de ortosa (Fko) con el característico maclado tipo Carlsbad, téngase en cuenta que aunque este tipo de macla es el más frecuente en la ortosa es también común que este mineral se presente sin maclar en clastos de areniscas; C. Fragmento de ortosa (Fko) con textura pertítica; D. Clasto de ortosa (Fko) parcialmente alterado a minerales de arcilla; E. Clasto de feldespato alcalino de composición fuertemente inhomogénea (Fki) probablemente entre ortosa y albita; F. grano de ortosa (Fko) fuertemente disuelto durante la diagénesis formando porosidad secundaria intragranular. Fotografías A-E nicoles cruzados, F nicoles paralelos.

En rocas granosas y, aun en algunas volcanitas, las maclas de dos individuos tipo Carlsbad son mucho más abundantes que las corrientemente observadas en clastos de areniscas. Es muy probable que esta diferencia refleje la mayor tendencia a partirse durante el transporte por los planos de maclas que resultan superficies de debilidad.

A diferencia de lo que ocurre con el cuarzo, cuyos clastos aparecen siempre límpidos, el grado de alteración de los feldespatos es un rasgo significativo que debería ser caracterizado adecuadamente en las descripciones petrográficas. Para ello es necesario establecer el tipo y grado de alteración. En otros casos, los clastos de ortosa, como los de plagioclasa, aparecen con diferentes grados de disolución, desde incipientes "picaduras" a lo largo del clasto (*sting-shape dissolutions*) hasta disoluciones masivas (Figs. 6.7 y 6.8).

Cuando la ortosa se presenta con un aspecto totalmente límpido (sin alteraciones), clivaje no visible y sin maclas, su distinción del cuarzo puede ser problemática. Aunque el cuarzo es uniáxico y la ortosa biáxica su identificación usando esta propiedad es laboriosa y, en ocasiones, debido a las diferentes orientaciones cristalográficas que muestran los granos, requiere del uso de una platina universal. Por esta razón se recurren a técnicas de tinción para separar cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa no maclada (Bailey y Stevens, 1960; Houghton, 1980; Net y Limarino, 2000). Aunque las técnicas pueden variar, los colores de tinción son en general los mismos, el cuarzo permanece incoloro, el feldespato potásico amarillo y la plagioclasa rosada.

Con alguna frecuencia aparecen clastos en los que el feldespato y el cuarzo desarrollan crecimientos simplectíticos (textura gráfica) y con menos asiduidad simplectitas de ortosa, minerales micáceos (muscovita o biotita) y cuarzo. Los granos con textura gráfica frecuentemente derivan de rocas granosas de composición ácida (granitos, granodioritas, migmatitas, geneises, etc.), con mucha menos frecuencia de metamorfitas de bajo grado y muy raramente de volcanitas.

En el caso del microclino, que es mucho menos abundante en areniscas que la ortosa, desarrolla su clásico maclado en forma de "arpillera" el que a menudo resulta del maclado tipo "albita" o de la superposición con la macla tipo "periclina" (Fig. 6.6). Este maclado entrecruzado sirve para identificar al microclino y probablemente debido a su entrecruzamiento y la disposición más fina de las maclas, parece preservarse mejor durante el transporte que el maclado tipo Carlsbad característico de la ortosa. Como en el caso de la ortosa, el microclino puede mostrar diferentes grados de alteración, disolución y reemplazo que deben ser caracterizados.

La sanidina es casi siempre volcánica, suele presentarse en forma de cristales límpidos y sin maclas, lo que puede dificultar su distinción del cuarzo.

Tanto el microclino como la ortosa suelen presentar exsoluciones de plagioclasa (pertitas, Fig. 6.6) las que pueden mostrar texturas filiformes o maculosas cuando la proporción de albita aumenta. En algunos casos, la cantidad de albita se incrementa considerablemente, en estas circunstancias el término "feldespato inhomogéneo" ha sido utilizado (Fig. 6.6). En lo que respecta a las plagioclasas, en general, estas aparecen en

menor proporción que los feldespatos potásicos en areniscas derivadas de granitoides, pero suelen ser dominantes en las provenientes de volcanitas mesosilícicas y básicas (andesitas, traquitas, basaltos; véase Capítulo 7 Suites de areniscas).

La mayor parte de las plagioclasas aparecen con un maclado polisintético característico (maclado de albita) consistente en bandas paralelas de delgados cristales que muestran su desarrollo en secciones correspondientes al plano cristalográfico 010 (Fig. 6.7). La medición del ángulo de extinción de las maclas de plagioclasa en varios clastos (método de Michel-Levy), puede servir para aproximar la composición dentro de la serie albita-anortita.

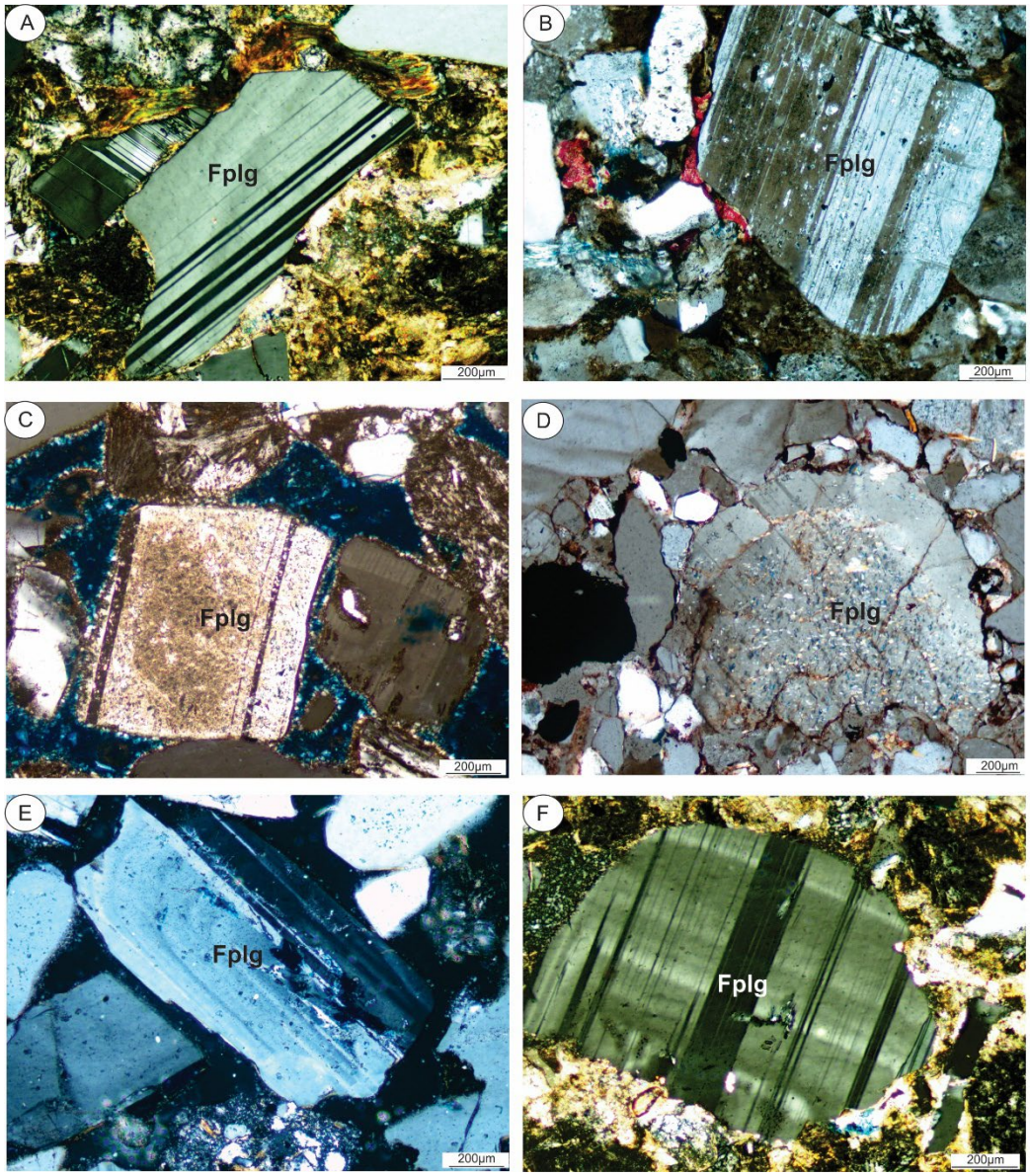


Figura 6.7. Ejemplos de clastos de plagioclasas en areniscas. A, B y C. Corresponden a plagioclasas macladas con un orden creciente de alteración arcillosa; D. Clasto de plagioclasa con reborde de cemento albítico, nótese como el clasto muestra una significativa alteración arcillosa, no así el cemento que está libre de alteración y continúa los planos de clivaje del clasto; D y E. Ejemplos de clastos de plagioclasa maclados y zonados. Todas las fotografías con nicoles cruzados.

Cuando la plagioclasa no está maclada, o la orientación cristalográfica no permite observar el maclado en los clastos, podrá ser necesaria la utilización del método de tinción mencionado más arriba para discriminarla de la ortosa y, especialmente, del cuarzo, ya que ambos minerales tienen índice de refracción positivo respecto del bálsamo. Otro rasgo común en muchos fragmentos de plagioclasa es la presencia de clastos zonados (Fig. 6.7), en los casos más frecuentes el núcleo es más cálcico que los bordes indicándose entonces que la zonación es directa. Menos frecuentemente, la relación es opuesta, esto es un núcleo más sódico que evoluciona hacia afuera a bandas más cálcicas, esta situación se conoce como zonación inversa. La presencia de clastos zonados indica inestabilidad en la cámara magmática y, en ocasiones, rápido enfriamiento sobre todo en rocas volcánicas, por ello se asume que la zonación es un rasgo mucho más frecuente en clastos derivados de terrenos ígneos (especialmente volcánicos) que metamórficos.

Como en el caso de los feldespatos potásicos, el grado de alteración, reemplazo y disolución de los granos de plagioclasa debe ser una característica para examinar en detalle en los análisis petrográficos, un ejemplo de disoluciones en "picaduras" (*sting-shape dissolutions*) es mostrado en la figura 6.8 (véase también Fig. 6.7). Ocasionalmente, aparecen clastos de plagioclasa, principalmente albita y oligoclasa, exhibiendo texturas mirmequíticas formadas por intercrecimientos de plagioclasa y cuarzo, este tipo de arreglos son frecuentes en rocas ígneas plutónicas y en algunas metamórficas de alto grado, pero muy raras en volcánicas.

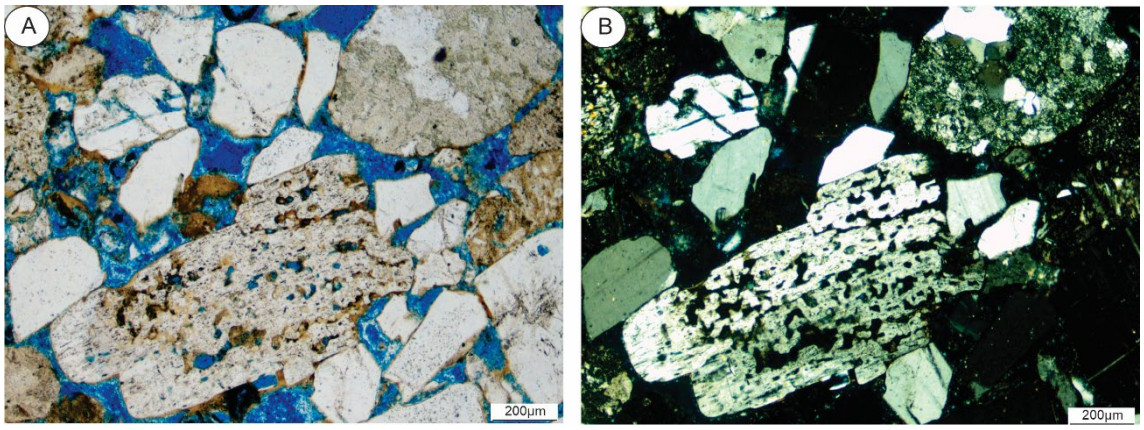


Figura 6.8. Clasto de plagioclasa mostrando disolución en "picaduras" (*sting-shape dissolution*) que produce microporosidad secundaria intragranular. Este rasgo se presenta tanto en plagioclasas como en feldespatos potásicos. A. nicoles paralelos, B. nicoles cruzados.

Clastos líticos volcánicos

Los clastos de volcanitas en areniscas muestran una muy amplia gama composicional (desde rocas ácidas a básicas) y textural (desde afíricas a microporfíricas), por lo que existen gran variedad de fragmentos. Los de afinidad ácida están representados por pastas compuestas por una densa trama de pequeños cristales intercrecidos de cuarzo y feldespato (principalmente potásico). El término clasto felsítico es utilizado cuando el

intercrecimiento es extremadamente fino y los límites de los cristales son difusos (Fig. 6.9). Cuando el tamaño de los cristales aumenta, de manera que los límites de los minerales intercrecidos pueden ser delimitados, el nombre de textura granofírica es utilizado con frecuencia (Fig. 6.9).

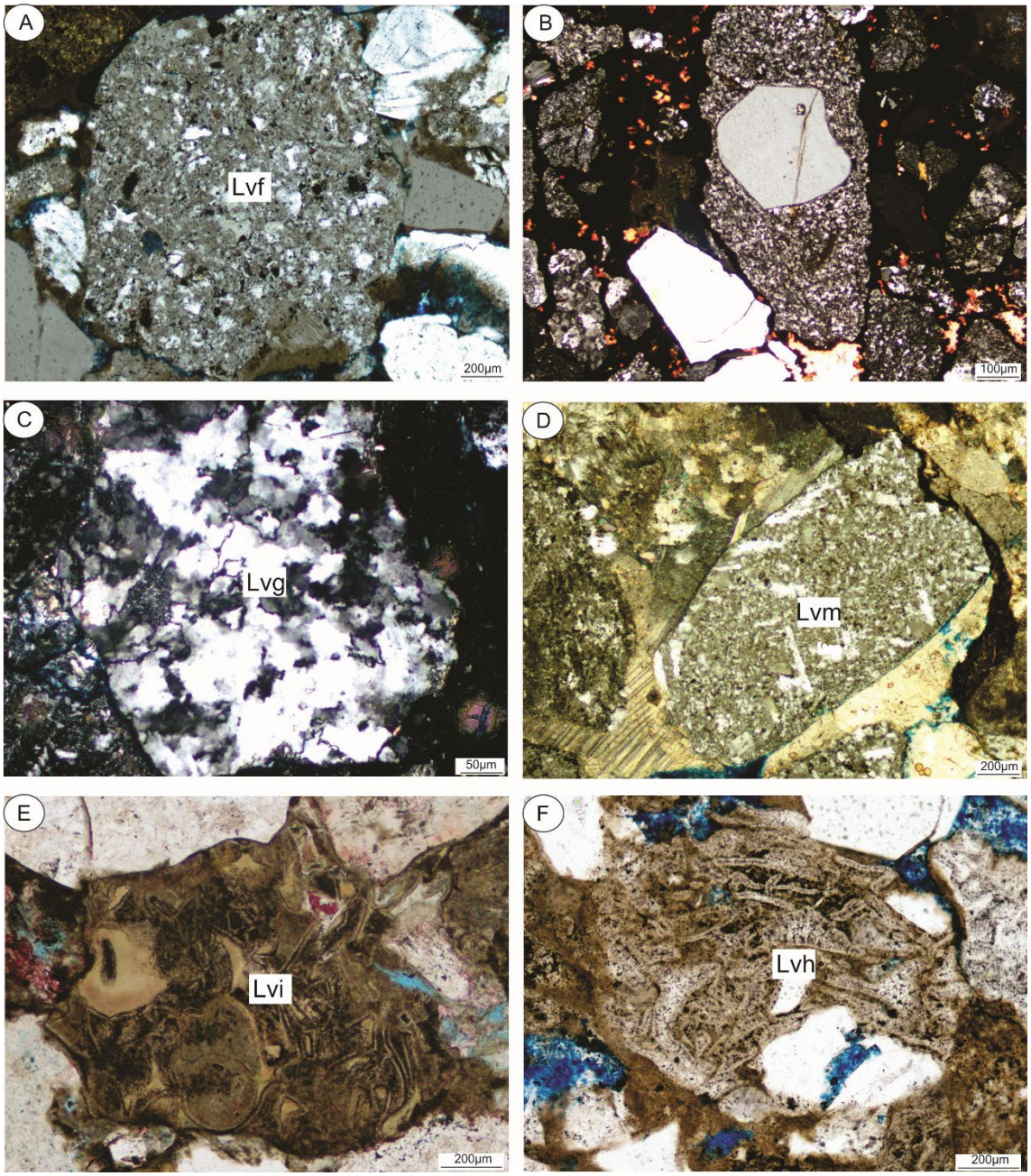


Figura 6.9. Fotografías mostrando algunos clastos de volcanitas. A. Fragmento lítico de volcanita con textura felsítica (Lvf), nótese el intercrecimiento de cristales de cuarzo y feldespato de grano fino; B. Volcanita con textura microporfírica exhibiendo un fenocristal hipidiomórfico de cuarzo inmerso en una mesostasis felsítica; C. Textura granofírica (Lvg) caracterizada por un mayor tamaño de los granos que forman el intercrecimiento de cuarzo y feldespato (compárese con A); D. Clasto que muestra un caso de transición de textura felsítica a microlítica (Lvm) rodeado por cemento carbonático; E. Ejemplo de un fragmento de ignimbrita (Lvi) exhibiendo trizas vítreas aglutinadas y F. Clasto de toba microporfírica en la que un fenocristal de cuarzo yace dentro de una pasta vitrofídica (Lvh).

Los clastos con texturas felsíticas y granofíricas muestran tamaño de cristales muy finos (en general menor a los 60 micrones, Fig. 6.9). Cuando los cristales son de mayor tamaño (por lo general superior a los 125 micrones) los calificativos de textura microgranosa y aplítica (este último mayormente en el caso de rocas hipabisales) son aplicados. Debe aclararse, sin embargo, que algunos autores utilizan el término granofírico para microtexturas comparables a las aplíticas (también llamadas micropegmatíticas). Este criterio no es seguido en el presente libro.

Todas las texturas citadas corresponden a la mesostasis, pudiendo ser los fragmentos afíricos (sin fenocristales) o microporfíricos (con fenocristales). Algunos clastos afíricos con texturas felsíticas y feldespatos no alterados, muestran al girar la platina extinciones en punta de alfiler semejantes a los fragmentos de cuarzo policristalino de grano fino (chert) descriptos precedentemente.

Dentro de las texturas que caracterizan principalmente a fragmentos de rocas mesosilícicas y básicas se encuentran las: microlítica, bostonítica, pilotáxica, hialopilítica, intersertal, intergranular, subofítica y ofíticas (Fig. 6.10).

El término clastos con textura microlítica se aplica a pastas compuestas casi exclusivamente por microlitos de formas prismáticas, orientados o no orientados, que pueden corresponder a sanidina, ortosa o plagioclasa (Figs. 6.9 y 6.10). Por lo tanto, el calificativo de clastos microlíticos es general y no implica ningún tipo de fuente volcánica en particular.

Cuando los microlitos están formados por feldespato potásico, puede emplearse la denominación de textura bostonítica (también llamada traquítica, Fig. 6.10). Si los microlitos son de plagioclasa la textura correspondiente es la pilotáxica en los que los microlitos suelen mostrar cierta fluidalidad (orientación paralela o subparalela de los microlitos). Los clastos con textura pilotáxica frecuentemente derivan de fuentes andesíticas o basálticas.

El término textura hialopilítica (también llamada vitrofídica, Fig. 6.9) corresponde a la disposición de microlitos (frecuentemente de plagioclasa) en una pasta vítrea, para el caso en que la misma muestre cierto grado de desvitrificación se aplica el nombre de textura intersertal. Es frecuente que en los estudios de proveniencia de areniscas las texturas hialopilítica e intersertal se agrupen en la categoría de textura *lathwork*.

Clastos con textura intergranular son aquellos formados por pastas microlíticas, principalmente compuestas por tablillas de plagioclasa, entre las que se disponen granos de piroxeno, olivina o anfíbol (Fig. 6.10). En ocasiones, los granos de piroxeno son de mayor tamaño incluyendo parcial o totalmente microlitos y fenocristales de plagioclasa, para el primer caso se utiliza el nombre de textura subofítica y para el segundo ofítica. Las pastas intergranulares son más frecuentemente derivadas de la erosión de basaltos y andesitas, mientras que las ofíticas y subofíticas más comunes de rocas básicas o ultrabásicas, incluyendo tanto flujos lávicos como cuerpos hipabisales.

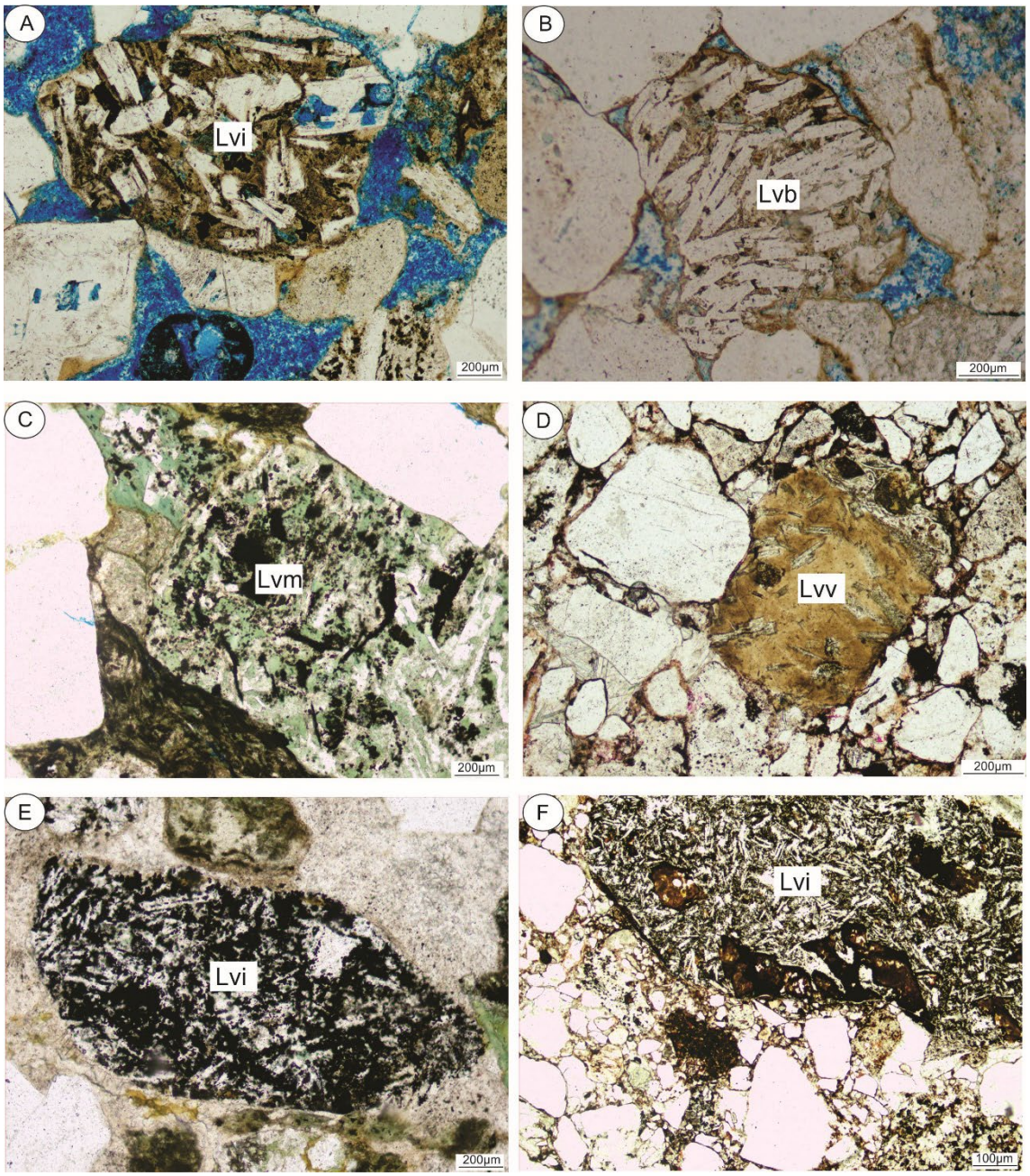


Figura 6.10. Ejemplo de texturas frecuentemente encontradas en clastos de volcanitas derivadas de rocas mesosilícicas o básicas. A. Fragmento de volcanita con textura intersertal (Lvi) donde los microlitos se disponen dentro de una pasta vítrea parcialmente desvitrificada y alterada a minerales de arcilla; B. Ejemplo de un clasto con textura bostonítica (Lvb) donde los microlitos son de feldespato potásico; C. Fragmento de volcanita con textura microlítica (Lvm) e importante alteración clorítica; D. Clasto probablemente derivado de una toba vítrea (Lvv); E. y F. Ejemplos de fragmentos con texturas intersertales (Lvi), en la fotografía F los fenocristales oscuros corresponden a iddingsita formada a partir de la alteración de olivina. Todas las fotografías con nicoles paralelos.

Clastos líticos metamórficos

Es conveniente dividir a los clastos de origen metamórfico en cuatro grandes grupos: pizarras-filitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos con texturas granosas gruesas (gneises, migmatitas, etc.) y mármoles.

Los fragmentos de pizarras y filitas se caracterizan por su tamaño de grano muy fino, la participación de minerales de arcilla (en mayor proporción en las pizarras) y la presencia de cristales diminutos de micas, feldespatos y cuarzo (Fig. 6.11).

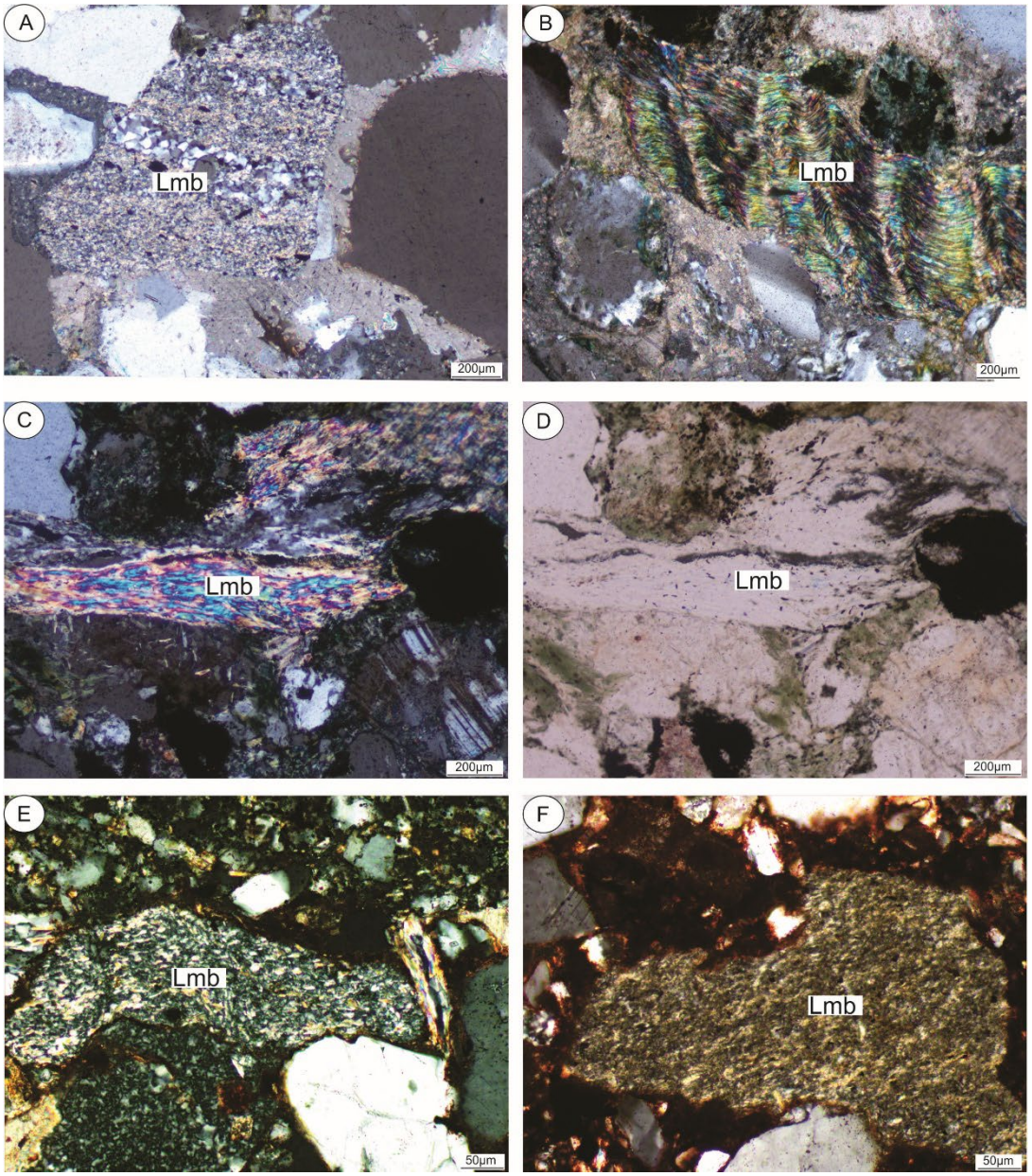


Figura 6.11. Ejemplos de clastos líticos metamórficos de bajo grado (pizarras y filitas, Lmb). A. Pizarra finamente laminada donde alternan capas milimétricas de arcilla y limo grueso (Lmb, nicoles cruzados); B. Fragmento de filita compuesta por láminas de muscovita microplegadas (Lmb, nicoles cruzados); C. Clasto de filita con nicoles cruzados (Lmb); D. El mismo clasto que en C pero con nicoles paralelos; E. Fragmento de pizarra parcialmente deformada durante la compactación (Lmb, nicoles cruzados) y F. Clasto de pizarra (Lmb, nicoles paralelos).

En estudios detallados, los fragmentos de pizarras y filitas pueden separarse, principalmente sobre la base del tamaño de grano, porcentaje de arcilla versus micas y la presencia de textura foliada en las filitas. Tanto los clastos de pizarra como los de filita son susceptibles de formar pseudomatriz.

En lo que corresponde a los esquistos cuarzo-micáceos, se incluyen aquí bajo esta categoría clastos compuestos mayormente por granos de cuarzo (tanto mono como policristalinos), micas (principalmente biotita y muscovita) y ocasionalmente anfíboles. Como minerales accesorios pueden aparecer pequeños cristales de granate, estaurolita o sillimanita. Este tipo de fragmento muestra frecuentemente textura lepidoblástica con minerales micáceos exhibiendo orientación más o menos paralela a la foliación (Fig. 6.12).

Los clastos compuestos por texturas granosas gruesas sólo aparecen en areniscas gruesas y muy gruesas, ya que en las medianas y finas los clastos se han separado en sus constituyentes monominerales. Están formados por variables cantidades de cuarzo, feldespato, micas y granos de estaurolita, granate y sillimanita. Pueden o no mostrar foliación al microscopio.

Los clastos de mármoles pueden ser en algunos casos difíciles de diferenciar de calizas sedimentarias, los principales rasgos microscópicos que permiten su identificación son: alto grado de recristalización, texturas granosas desde sacaroides hasta granoblásticas, tamaños equigranulares de cristales, ausencia de texturas sedimentarias y biogénicas.

Los fragmentos de pizarras y filitas caracterizan áreas de aporte dominados por metamorfitas de bajo grado, mientras que los esquistos cuarzo-micáceos sugieren fuentes de mediano grado metamórfico. Sin embargo, es necesaria cierta precaución al interpretar la proveniencia de los clastos arriba citados, ya que también podrían representar facies metamórficas de mayor grado. Por ejemplo, en el caso de las migmatitas el bandeamiento y las diferencias texturales favorecen que durante el transporte se produzca la separación de las bandas claras (leucosoma) de las oscuras (melanosoma). Cuando ello ocurre, el leucosoma frecuentemente queda representado como clastos de esquistos cuarzo-micáceos, mientras que el melanosoma como fragmentos de pizarras, filita o anfibolita según el tipo de migmatita. Es por ello que debe prestarse especial cuidado al intentar caracterizar a las áreas de aporte, especialmente, en aquellas areniscas donde coexisten clastos del tipo pizarra-filita y esquistos cuarzo-micáceos.

Finalmente, la categoría de esquistos con texturas granosas gruesas indica proveniencia de metamorfitas de alto grado compuestas por gneises y migmatitas.

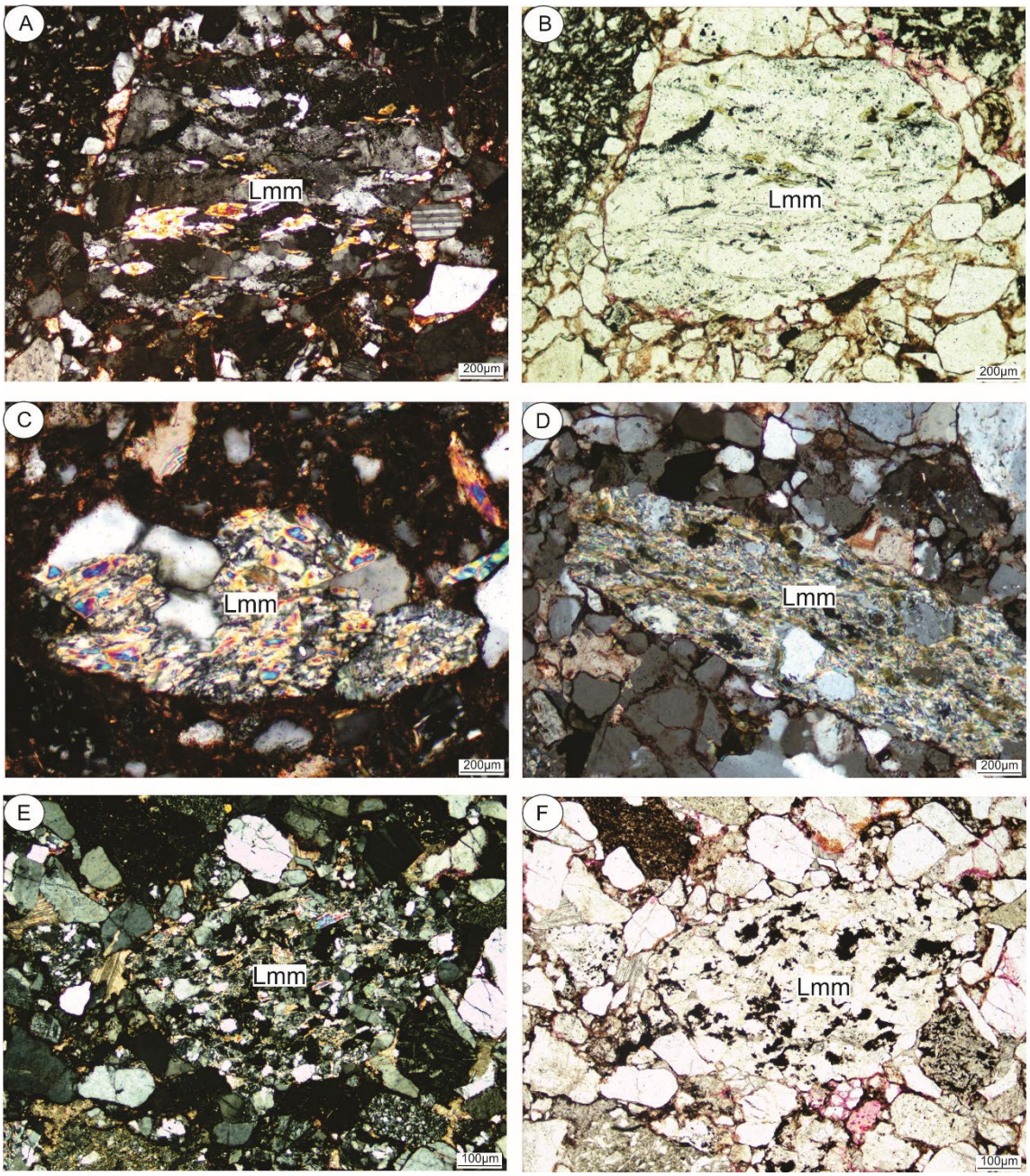


Figura 6.12. Diferentes clastos de esquistos metamórficos cuarzo-micáceos, los que en general caracterizan un metamorfismo de mediano grado (Lmm). A. Esquisto compuesto por granos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas (Lmb, nicoles cruzados); B. La misma muestra que en A con nicoles paralelos; C. y D. Dos ejemplos de esquistos con alta proporción de cuarzo y minerales micáceos (Lmm, nicoles cruzados); E. Esquisto cuarzo-micáceo de grano mediano a fino con participación minoritaria de feldespato potásico y plagioclasa (Lmm, nicoles paralelos); F. La misma muestra que E, pero con nicoles cruzados.

Clastos líticos sedimentarios

Los fragmentos líticos de origen sedimentario en areniscas están representados por fangolitas, areniscas, tobas y calizas. Las fangolitas se caracterizan por su muy fino tamaño de grano, colores oscuros o rojizos y, en algunos casos, la existencia de

laminación (Fig. 6.13). Texturalmente varían desde limolitas a arcilitas, pueden ser ferruginosas, carbonosas o compuestas enteramente por arcillas sin participación de materia orgánica o de hierro. Como las pizarras y filitas precedentemente descriptas estos clastos pueden formar pseudomatriz.

Los fragmentos de areniscas aparecen casi exclusivamente dentro de areniscas gruesas y muy gruesas, y están compuestos por clastos de arena limosa, arena fina y raramente mediana (Fig. 6.13). Cuando es posible discernir la proporción de matriz y la composición de los clastos, puede intentarse una clasificación petrográfica aproximada del fragmento.

Con respecto a los granos de tobas, pueden ser muy abundantes, sobre todo en areniscas líticas relacionadas a aportes desde arcos volcánicos. Desde el punto de vista composicional es por lo general posible identificar clastos de tobas vítreas, cristalinas o líticas. Los fragmentos de pumicitas pueden presentar variables grados de desvitrificación, alteración y/o reemplazos y en muchos casos se deforman plásticamente originando diferentes grados de pseudomatriz. La diferenciación de clastos de tobas e ignimbritas puede ser sumamente complejo, a menos que aparezcan texturas eutaxíticas y *fiammes* sugiriendo un origen ignimbrítico.

Clastos accesorios

Existe un conjunto de clastos que se presentan en muy baja proporción (por lo general menor al 1%) y son considerados componentes accesorios en las areniscas. Dentro de este grupo se incluyen fragmentos de evaporitas, silicatos, minerales opacos y componentes biogénicos. Los clastos de evaporitas corresponden principalmente a fragmentos tanto intra como extraformacionales de yeso, los que debido a su solubilidad no soportan un discreto transporte, ni condiciones climáticas húmedas. Otras evaporitas (halita, silvita, boratos, etc.) son aún más solubles y, por lo tanto, su presencia en areniscas, aún en baja proporción, es excepcional.

Los silicatos presentes como minerales accesorios comprenden dos conjuntos principales. Por un lado, aquellos que funcionan como resistatos e incluyen al zircón, la turmalina y el rutilo. Un segundo conjunto comprende a piroxenos, anfíboles, olivina, estaurolita y granate, estos minerales son más inestables y su presencia frecuentemente indica proximidad a área de aporte. Los minerales opacos como accesorios corresponden mayormente a magnetita, pirita, casiterita e ilmenita.

Finalmente, los componentes biogénicos incluyen conchillas, fragmentos de huesos, briznas vegetales y restos de troncos silicificados.

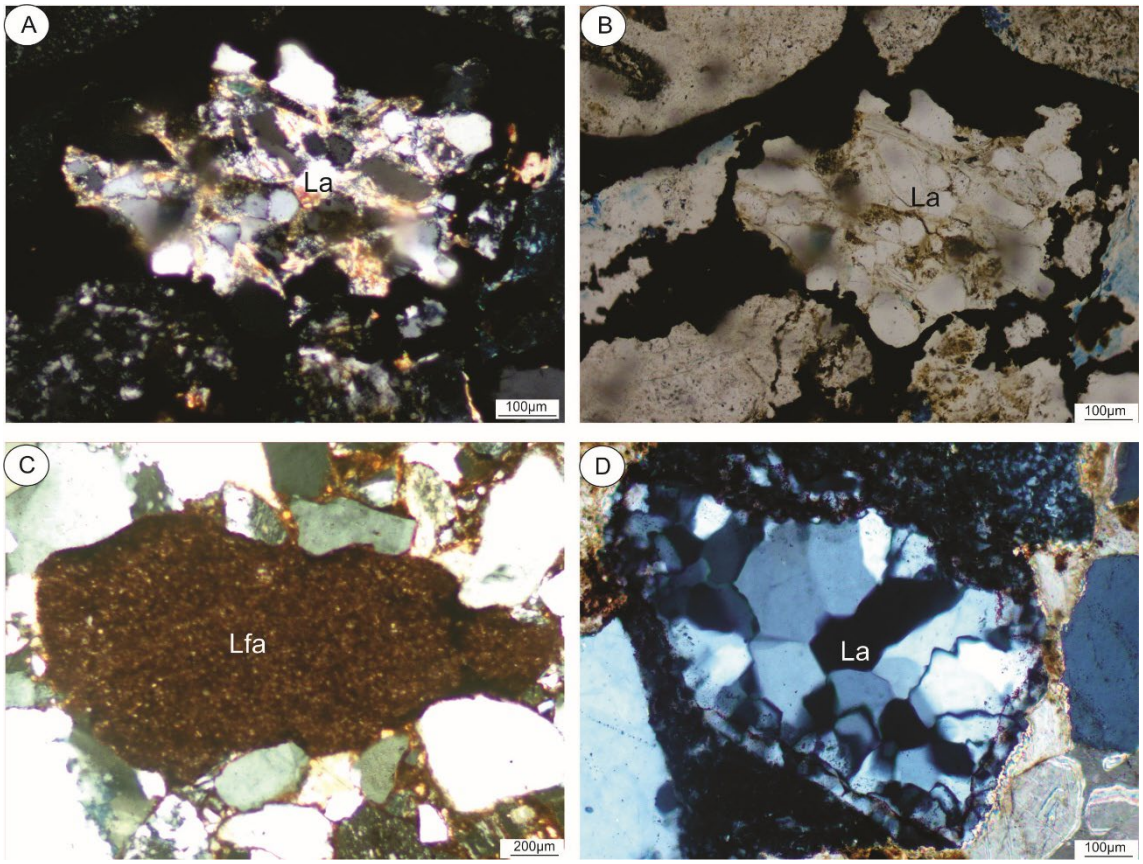


Figura 6.13. Algunos ejemplos de clastos de rocas sedimentarias. A. Clasto de arenisca cuarzo-feldespática (La, nicoles cruzados); B. Fragmento de arenisca (La, nicol paralelo); C. Fragmento de fangolita (Lfa, nicoles paralelos); D. Arenisca cuarzosa de grano fino, nótese los contactos poligonales entre granos, en estos casos no debería descartarse que se tratara de una metacuarcita (La, nicoles cruzados).

EL PROBLEMA DE LA MATRIZ

Junto con la composición de los clastos, la matriz es uno de los parámetros básicos en algunos esquemas de clasificación de areniscas, ya que es tomada como un indicador de la fluidez de las corrientes (*fluidity index* de Pettijohn, 1957). En este sentido dos grandes grupos de areniscas son en general reconocidas de acuerdo con el porcentaje de matriz. Las llamadas areniscas "limpias" que muestran bajos porcentajes de matriz corresponden a las "*clean sandstones"* de los autores de habla inglesa y las areniscas "sucias" con cantidades de matriz más altas son las así llamadas "*dirty sandstones"*. Las areniscas "limpias" son en general interpretadas como formadas por corrientes fluidas, mientras que las "sucias" indicarían un aumento en la densidad de los flujos.

Sin embargo, en otras clasificaciones el porcentaje de matriz no es considerado como un elemento principal, pues se supone que, en muchos casos, parte de ella deriva de la alteración diagenética de fragmentos líticos inestables y, por lo tanto, no tiene connotación sobre la fluidez de las corrientes (véase por ejemplo Folk et al., 1970).

En esta sección analizaremos primeramente que es la matriz y sus clasificaciones, luego el tamaño de grano comúnmente asumido para diferenciar matriz de clastos y finalmente los valores tomados por distintas clasificaciones para separar areniscas con bajo (areniscas "limpias") y alto (areniscas "sucias") contenido de matriz.

En sentido estricto, la matriz es un componente clástico de grano fino (limo y arcilla) que rellena el espacio entre los clastos de arena que forman el esqueleto de la roca. Por lo tanto, aunque detrítica y depositada simultáneamente con la arena, la matriz no forma el esqueleto de la arenisca y se diferencia del cemento pues este último es un precipitado químico de origen diagenético.

El problema reside en que, en algunos casos, la alteración diagenética de fragmentos líticos inestables los transforma casi enteramente en una masa de limo y arcilla, sin que los límites del clasto puedan ser claramente establecidos. En tales circunstancias y, en especial, si los fragmentos presentan comportamiento dúctil, la modificación diagenética de los clastos los asemeja a matriz, y en casos extremos la diferenciación entre la matriz detrítica (verdadera matriz) y la formada por procesos diagenéticos (falsa matriz) puede resultar compleja.

Dickinson (1970) trató este tema en detalle y propuso una nomenclatura útil para diferenciar entre "matriz verdadera" y "falsa matriz" (Tabla 6.1). La denominación de protomatriz fue introducida para referirse a la matriz detrítica que no ha cambiado su composición original durante la diagénesis, en los casos en los que sí ha habido modificación de la composición mineralógica se utiliza el calificativo de ortomatriz (Tabla 6.1). Nótese que tanto la protomatriz como la ortomatriz reflejan el porcentaje de matriz depositacional ("verdadera matriz").

Dentro de la "matriz" resultante de la parcial o total transformación diagenética de clastos inestables en masas arcillosas o limosas ("falsa matriz"), los términos pseudomatriz y epimatriz fueron introducidos por Dickinson (1970). La pseudomatriz se refiere a la "matriz" producto de la intensa deformación y, en ocasiones, argilitización de fragmentos líticos. Finalmente, la epimatriz es también formada durante la diagénesis por alteración de fragmentos inestable. Téngase en cuenta que, tanto la pseudomatriz como la epimatriz no refleja la matriz depositacional y, por lo tanto, no forman verdadera matriz ni aportan información alguna sobre la fluidez de las corrientes (Tabla 6.1, Fig. 6.14).

Aunque la terminología propuesta por Dickinson (1970) aclara el problema de la matriz y puede ser utilizada en trabajos de detalle, en la práctica la mayor parte de la matriz detrítica es descripta como protomatriz, mientras que para la "falsa matriz" se emplea genéricamente el término pseudomatriz. Lo dicho probablemente refleja lo anticipado por Dickinson (1970) en el sentido que la diferenciación entre orto y epimatriz puede ser compleja en ciertos casos.

La formación de pseudomatriz se ve favorecida en aquellos casos en los que los clastos muestran comportamiento dúctil y es por ello que los fragmentos de tobas, tobas fangosas, pizarras, filitas y fangolitas son los más susceptibles a transformarse en pseudomatriz (Fig. 6.14).

TIPO	*CARACTERÍSTICAS*	*OBSERVACIONES*
Protomatriz	Matriz detrítica sin recristalización autigénica	Corresponde a la matriz verdadera utilizada en algunas clasificaciones para estimar el grado de fluidez de las corrientes
Ortomatriz	Similar a la protomatriz pero con parcial o total recristalización diagenética	
Pseudomatriz	"Matriz" diagenética resultante de la deformación y alteración de fragmentos líticos	Se trata de "falsa matriz" que representa el grado de transformación sufrida por los clastos durante la diagénesis y no aporta información sobre la fluidez de las corrientes
Epimatriz	"Matriz" diagenética formada por el crecimiento de minerales arcillosos en fragmentos líticos durante la diagénesis.	

Tabla 6.1. Características de los diferentes tipos de "matriz" detrítica y diagenética, resumido de Dickinson (1970).

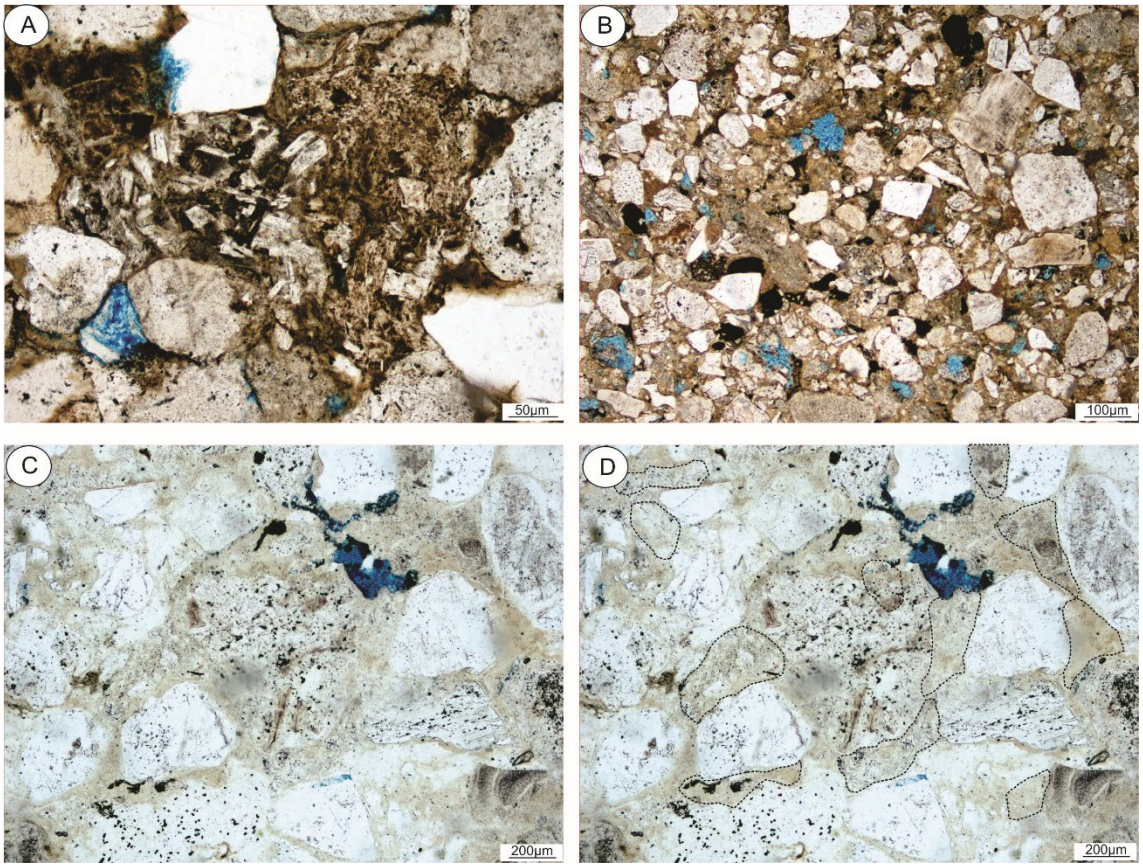


Figura 6.14. Ejemplos de clastos con comportamiento dúctil durante la diagénesis que promueven el desarrollo de pseudomatriz. A. Obsérvese como al menos tres clastos de volcanitas y piroclastitas se deforman dúctilmente promoviendo el desarrollo de pseudomatriz, B. Arenisca que a primera vista parece mal seleccionada y con elevado porcentaje de matriz, sin embargo, si se observa con detenimiento se apreciará que el porcentaje de matriz es muy bajo y la aparente baja selección se debe al desarrollo de pseudomatriz mayormente resultante de la deformación dúctil y alteración de clastos piroclásticos. C. Arenisca con nicoles paralelos en los que el porcentaje de "matriz" parece aproximarse al 15%; D. La misma arenisca en la que se han señalado (con líneas punteadas) sólo algunos ejemplos de clastos transformados diagenéticamente en pseudomatriz. Téngase en cuenta que lo que aparentaba ser un wacke se trata de una arenita lítica dominada por clastos de piroclastitas deformados dúctilmente durante la compactación e intensamente alterados a arcillas en la diagénesis.

La presencia de pseudomatriz y epimatriz no sólo es importante para la clasificación de areniscas, sino que puede jugar un papel fundamental en el comportamiento de la porosidad y la permeabilidad en reservorios, como será tratado en los Capítulos 10 y 16 (Ketzer y Morad, 2006; Luo et al., 2009; Limarino et al., 2020).

El valor de tamaño de grano que separa clastos y matriz es normalmente evidente durante la observación microscópica de una arenisca, pues entre los clastos de arena se distribuye el material fino (matriz) que rellena el espacio intergranular (Fig. 6.15). En la práctica, y en el caso de las areniscas gruesas y medianas, la mayor parte de la matriz corresponde a limo fino, con menor participación de arcilla. A medida que disminuye el tamaño de grano de la arenisca y, en especial, en las areniscas muy finas, se incrementa la cantidad de arcilla en la matriz.

Sin embargo, en algunas areniscas existe un pasaje casi continuo entre clastos y matriz (Fig. 6.15). Esto ocurre con cierta frecuencia en depósitos de tillitas o diamictitas parcialmente retrabajadas, donde la pulverización de clastos producida por el glaciar genera un pasaje casi continuo entre el mayor grado de pulverización representado por la fracción arcilla-limo y la arena.

Más allá de lo dicho, en la literatura geológica, la mayor parte del limo grueso es incluido en la fracción clástica y ha habido dos tendencias principales para la separación de la matriz. Por un lado, aquellos autores que fijaron un diámetro de 30 micrones como límite entre clastos y matriz (por ejemplo, Dott, 1964; Folk. et al., 1968; Boggs, 2009), y por el otro, quienes consideran a la matriz como formada por material detrítico de diámetro inferior a los 20 micrones (McBride, 1963; Okada, 1971; Pettijohn et al., 1987). Excepciones a lo dicho corresponden a Mizutani (1957) quien colocó el límite en 15,6 micrones y en el extremo opuesto Briggs (1953) quien fijó el límite entre clastos y matriz en 53 micrones.

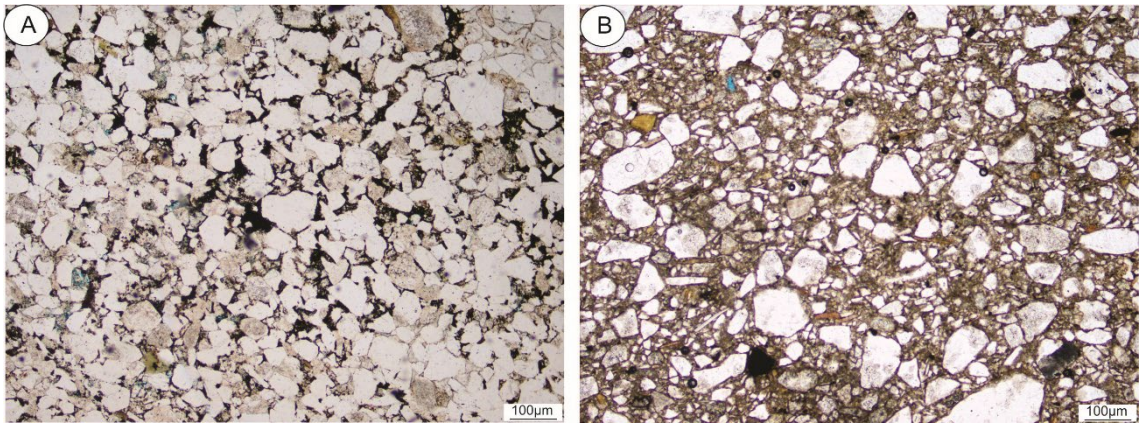


Figura 6.15. Ejemplo de la discriminación entre clastos y matriz: A. Situación más frecuente en la que la matriz puede ser fácilmente separada de los clastos debido a que existe una discontinuidad granulométrica entre ambas fracciones (Formación Malanzán, Carbonífero, oeste de Argentina); B. Escenario inverso en el que existe un pasaje gradual entre clastos y matriz (Formación Tuminico, Carbonífero, oeste de Argentina). En ambos casos nicoles paralelos.

Finalmente, consideraremos los valores tomados por distintas clasificaciones para separar areniscas con bajo ("limpias o *clean sandstones*") y alto (sucias o *dirty sandstones*) contenido de matriz. La mayoría de los autores lo fija en 15% (McBride, 1962, 1963; Marchese y Fernández Garrasino, 1969; Okada, 1971; Pettijohn et al., 1987), aunque otros señalaron valores de 10% (Gilbert, 1954; Dott, 1964). Porcentajes tan bajos como 5% fueron señalados por Casati y Gnaccolini (1967) y Gilbert (1982).

Los límites asumidos por los autores arriba señalados para separar areniscas con alto y bajo porcentaje de matriz, no corresponden a valores arbitrarios, sino más bien el diferente peso que cada uno de ellos asignó a diferentes mecanismos de transporte y depositación. En la figura 6.16 se han representado, a modo de ejemplo, algunos de los valores tomados por diferentes autores. El bajo valor de 5% señalado por Gilbert (1982) es característico de areniscas que muestran excelente selección granulométrica. Este tipo de areniscas es común en depósitos eólicos y refleja la capacidad del viento para separar las poblaciones transportadas por saltación y reptaje (véase Capítulo 2). De igual forma, las areniscas depositadas en playas marinas (*foreshore* y *backshore*) muestran porcentajes de matriz extremadamente bajos, en este caso resultado de la propia dinámica del oleaje. Sin embargo, la cantidad de matriz suele incrementarse a medida que nos acercamos a la transición al *offshore*.

La proporción de matriz en canales fluviales es ampliamente variable en función de la densidad de las corrientes. En general, flujos fluidos o hiperconcentrados no viscosos forman areniscas que varían entre un 5% y 15% de matriz, pero en el caso de flujos densos el porcentaje de matriz puede incrementarse notablemente (Fig. 6.16).

En el extremo opuesto a los depósitos eólicos aparecen las areniscas resultantes de flujos densos, como por ejemplo originados por corrientes de barro (*mudflow*) en ambientes continentales, o la resedimentación de depósitos diamictíticos glaciares en ambientes subacuáticos donde el porcentaje de matriz puede alcanzar entre el 25% y 50% (Fig. 6.16).

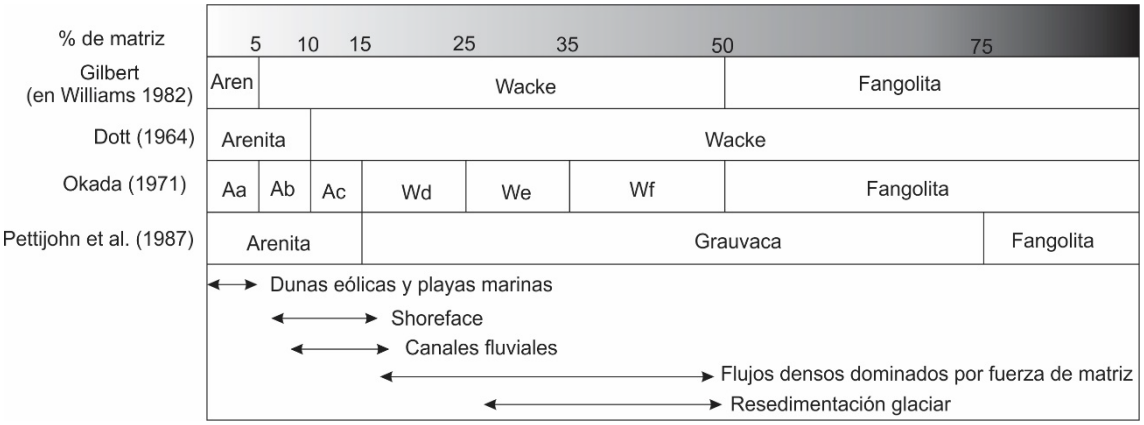


Figura 6.16. Síntesis conceptual del porcentaje de matriz asumido por diferentes autores para separar areniscas con alto y bajo porcentaje de matriz. En la parte inferior del gráfico se señalan con flechas los porcentajes de matriz más comunes según distintos ambientes depositacionales. En la clasificación de Okada (1971) A indica arenita, W wacke y las letras en minúscula las seis subclases definidas por Okada en función del porcentaje de matriz.

EFECTO DEL TRANSPORTE Y EL CLIMA SOBRE LA COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN CLÁSTICA

Debido a que la composición de los clastos es tomada como uno de los criterios principales por la casi totalidad de las clasificaciones petrográficas de areniscas (factor proveniencia), es necesario considerar si la composición depende sólo del área fuente u otras variables pueden controlarla. En este sentido, el efecto del clima y la distancia de transporte sobre las modas detríticas han sido destacados por diferentes autores (Mackie, 1899; Suttner y Dutta, 1986; Ito y Masuda, 1986; Mack y Jerzykiewicz, 1989; Dutta, 1992; Espejo y López Gamundí, 1994; Scasso y Limarino, 1997; Rieser et al., 2005; Roy y Roser, 2013; Garzanti, 2017; 2019). Los minerales y fragmentos líticos inestables, bajo condiciones de suficiente transporte y/o climas sumamente agresivos, podrían ser parcialmente eliminados o incluso, en casos extremos, totalmente suprimidos alterando las modas y borrando la información del área de proveniencia.

Por lo expuesto es importante tener en cuenta que un transporte prolongado o condiciones sumamente húmedas que favorecen la hidrólisis y disolución de ciertos componentes, tienden a aumentar la proporción de cuarzo y por lo tanto a incrementar el índice de madurez mineralógica. Sin embargo, existe debate acerca del real efecto de la distancia de transporte sobre el incremento en la madurez mineralógica en arenas. El problema de la madurez en arenas y areniscas fue inicialmente tratado desde los trabajos de Krynine (1948), Plumley (1948) y Pettijohn (1957), es este último quien brindó una expresión cuantitativa para evaluar la madurez composicional,

Madurez Mineralógica = (Cuarzo + Chert / feldespatos + fragmentos de rocas) x 100

Algunos años más tarde Mc Bride y Piccard (1986) redefinieron este índice para incluir todo tipo de minerales e incluso fragmentos de conchillas,

Madurez Mineralógica = (Cuarzo + Chert / todo tipo de fragmentos) x 100

Otro índice sumamente utilizado para evaluar la madurez de sedimentos incluye a minerales pesados sumamente estables (índice ZTR) el que resulta de la suma del porcentaje de zircón, turmalina y rutilo (Hubert, 1962).

El efecto de la madurez composicional alcanzada por una arenisca, enmascarando la naturaleza del área de aporte ha sido discutida en un gran número de trabajos (por ejemplo, Potter, 1986 y Mork, 1999). En particular, Potter (1986) demostró como aún en un único ciclo sedimentario, mediando suficiente transporte y condiciones climáticas agresivas, las arenas líticas de las nacientes del río Amazonas se transforman en arenas cuarzosas en su desembocadura.

En contraposición, otros autores han relativizado la real influencia del transporte sobre la madurez composicional, o incluso descriptos patrones inversos en la evolución de la madurez (Russell, 1937; Solano-Acosta y Dutta, 2005; Garzanti, 2017, 2019;

Garzanti et al., 2018a, 2018b). En este sentido, Garzanti (2017) señaló que la madurez composicional no se incrementa significativamente aún después de cientos de kilómetros de transporte, y que un aumento relativo en la madurez mineralógica es favorecido por procesos químicos (incluidos meteorización y diagénesis) antes que físicos (prolongado transporte).

Más allá del debate sobre el efecto de un prolongado transporte en la concentración de minerales ultraestables (cuarzo y chert), parece existir cierto acuerdo en que es la agresividad química del ambiente (muchas veces controlada por climas extremadamente cálidos y húmedos) la que tiene la capacidad de incrementar la concentración de cuarzo y fragmentos de cuarcitas en arenas.

LAS PRIMERAS CLASIFICACIONES PETROGRÁFICAS

Un aspecto llamativo es la demora en aparecer las primeras clasificaciones de areniscas, especialmente, si se las compara con las de rocas ígneas, cuyas primeras propuestas tuvieron lugar a principios de 1900 (y probablemente algunos años antes), como fue sintetizado por Albert Johannsen (1920) en su precursora obra "*A quantitative mineralogical classification of Igneous rocks-revised*". Sería necesario que transcurrieran casi tres décadas para que Krynine (1948) y Pettijohn (1949) propusieran clasificaciones de areniscas de amplia divulgación.

Este retardo en la aparición de modelos de clasificación de rocas sedimentarias refleja la diferente concepción que inicialmente se tuvo de lo que era la petrología de sedimentos y sedimentitas. Un buen ejemplo aparece en el "*Manual of Sedimentary Petrography*", la trascendental obra de Krumbein y Pettijohn (1938), donde el análisis textural de sedimentos, la forma de clastos y la composición de minerales, tanto pesados como livianos, ocupan la mayor parte del libro. Por lo tanto, durante estos primeros años de evolución de la petrología sedimentaria, la clasificación de rocas mediante el uso de secciones delgadas no ocupó un rol principal, reemplazado en gran medida por el análisis textural de sedimentos y rocas.

Las primeras propuestas de clasificación de areniscas se deben a Krynine (1948) y Pettijohn (1949, Fig. 6.17). En la clasificación de Krynine se define la extensión del término matriz y reconoce dos tipos dominantes de matriz, las que él llama kaolinítica-bauxítica y micácea-clorítica. Este punto es interesante porque Krynine (1948) relaciona estrechamente la composición de la matriz y de los clastos, señalando que las arcosas muestran preferentemente matriz caolinítica-bauxítica, mientras que los wackes (grauvaca para ese autor) micácea-clorítica. Esta distinción es incluso volcada en su triángulo de clasificación en el que la proporción de feldespatos y matriz caolinítica-bauxítica es sumada, de la misma forma que en el vértice lítico se adiciona a los fragmentos líticos la micácea-clorítica (Fig. 6.17). De esta forma, tanto los clastos como la matriz son utilizadas para la clasificación de las areniscas. Otro aspecto significativo

de la propuesta de Krynine es que, en la versión original de su clasificación, el vértice lítico es designado como "micas+cloritas" (Fig. 6.17) y que en su epígrafe señala que los fragmentos de clorita pueden corresponder a clastos de rocas, láminas individuales o como una pasta arcillosa micácea. En otras palabras, el vértice micas+cloritas reúne fragmentos líticos, matriz arcillosa y lo que más tarde se conocería con la denominación de pseudomatriz.

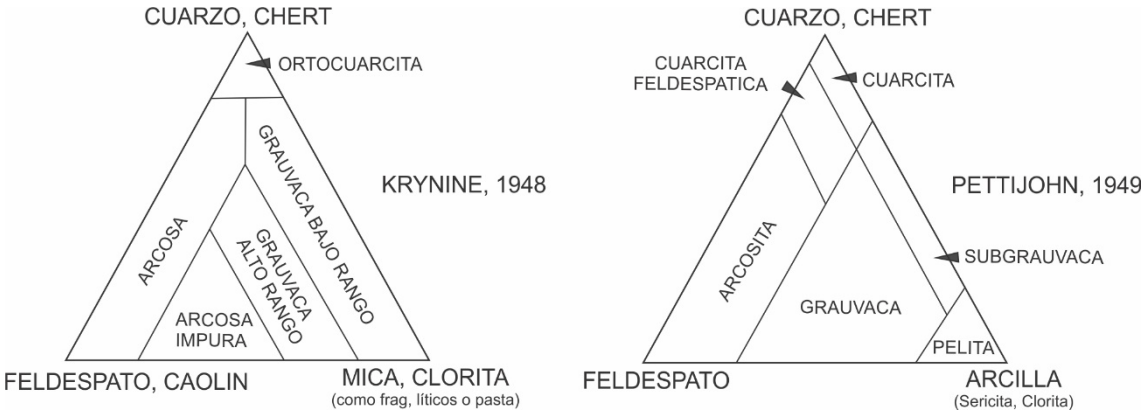


Figura 6.17. Las primeras clasificaciones petrográficas de areniscas publicadas en revistas de amplia difusión. Nótese como en la clasificación de Krynine (1948) los fragmentos líticos se suman a sus productos de alteración (mica y clorita), mientras que en el vértice izquierdo la caolinita se suma a la proporción de feldespato potásico. En el caso de la clasificación de Pettijohn (1949) todo el material fino se grafica en el vértice derecho por lo que la pelita es introducida en el triángulo de clasificación.

Una característica de la propuesta de Krynine es que intenta vincular la composición de las areniscas y el ambiente tectónico, para lo cual reconoce tres "series" principales: grauvaca, arcósica y cuarzosa. En la primera diferenció las grauvacas de alto y bajo rango, la diferencia composicional entre ambos tipos radica en la proporción de feldespatos, los que se presentan ausentes o en muy bajas cantidades en las de bajo rango y aparecen en porcentajes significativos en las de alto rango. Sin embargo, esta diferenciación en el tipo de grauvaca promovida por Krynine no era meramente composicional, sino que el autor le asignaba un significado genético. Es así como las grauvacas de bajo rango fueron vinculadas a áreas subsidentes en ambientes miogeosinclinales, mientras que las de alto rango referidas a ambientes continentales más estables.

En la serie arcósica, la relación fragmentos líticos + matriz versus feldespatos diferencia las arcosas impuras como una transición hacia las grauvacas de alto rango, mientras que las arcosas representan el aporte de granitoides y rocas metamórficas de alto grado (Fig. 6.17). Las arcosas fueron interpretadas por Krynine (1948) como típicas de ambientes orogénicos y vinculadas a etapas de máxima deformación diastrófica.

Finalmente, para la serie cuarzosa fue probablemente Krynine uno de los primeros en diferenciar la existencia de dos conjuntos, las ortocuarcitas de origen sedimentario y las metacuarcitas que, si bien presentan un primigenio origen sedimentario, sufrieron posterior metamorfismo. Krynine (1948) vinculó la formación de cuarcitas a períodos de estabilidad tectónica, en ocasiones, vinculados a peneplanización.

Pettijohn (1949, 1954) presentó dos propuestas para la clasificación de areniscas. En la primera de ellas Pettijohn (1949), a diferencia de Krynine (1948), introdujo el porcentaje de limo y arcilla en uno de los vértices del triángulo como un componente clástico no necesariamente derivado de la fracción lítica (Fig. 6.17). Pettijohn perfeccionó este esquema en 1954 en su artículo de referencia "*Classification of sandstones*" y en las ediciones corregidas del libro "*Sedimentary Rocks*" (Pettijohn, 1957). En la primera de las obras, Pettijohn (1954) propuso un cuadro en el que utilizó al porcentaje de matriz como un criterio de clasificación considerándolo un índice de fluidez de las corrientes (Fig. 6.18)

Años más tarde, Pettijohn (1957) complemento el cuadro de clasificación con un tetraedro en el que la matriz ocupa el vértice superior y la fracción clástica las tres esquinas de la base (Fig. 6.18).

Aunque superadas por clasificaciones posteriores, las propuestas de Krynine (1948) y Pettijohn (1949, 1954) fueron las precursoras de los modelos de clasificación petrográfica modernos. Como se verá más adelante, estos esquemas sentaron las bases para la distinción entre aquellos que consideran a la matriz como criterio de clasificación y los que prescinden de ella. Por otro lado, y en especial en el trabajo de Krynine (1948), es evidente un claro propósito de vincular la composición de las areniscas con el marco tectónico del área de aporte, lo que varios años más tarde sería confirmado en los trabajos de Dickinson (1970) y Dickinson et al. (1983, véase Capítulo 15). Otro aspecto destacable de las clasificaciones presentadas por Krynine y Pettijohn es que de alguna manera dieron el inicio a dos escuelas en la clasificación de areniscas, a las que Okada (1971) llamó "Pettijohn-Gilbert school" y "Krynine-Folk school", ambas básicamente difieren en la interpretación y uso de la matriz.

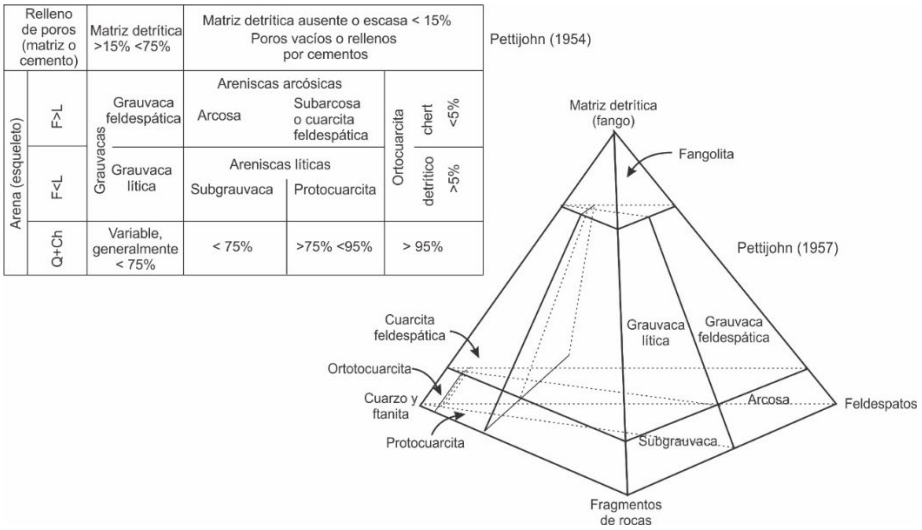


Figura 6.18. Esquemas de clasificación (compilados) presentados por Pettijohn (1954, 1957).

CLASIFICACIONES DE ARENISCAS: LOS CRITERIOS EMPLEADOS

Con posterioridad a las clasificaciones pioneras de Krynine (1948) y Pettijohn (1949, 1954) fueron propuestos un gran número de esquemas, los que difieren desde los parámetros utilizados hasta sutiles modificaciones en los porcentajes de clastos o matriz. Con el propósito de hacer más ordenado el análisis de las principales propuestas, se presenta en esta sección un agrupamiento de las clasificaciones en cinco tipos, los que básicamente reflejan diferencias en los parámetros utilizados (véase Tabla 6.2). Revisiones de las distintas clasificaciones pueden ser consultadas en Klein (1963), Okada (1971), Pettijohn et al. (1987) y en el excelente trabajo de Garzanti (2019), entre otras publicaciones.

TIPO	***CRITERIO***	***COMENTARIOS***	***EJEMPLOS***
1	Composición de clastos y porcentaje de matriz. Utiliza diagramas triangulares.	Emplea la composición de los clastos como índice de proveniencia y al porcentaje de matriz como un indicador de fluidez de la corriente.	Gilbert (1954) Dott (1964)
2	Composición de clastos. Emplea diagramas triangulares.	Emplea la composición de clastos como índice de proveniencia y madurez composicional. No usa el porcentaje de matriz en la clasificación debido al problema de la pseudomatriz.	Folk et al. (1970) Mc Bride (1963)
3	Composición de clastos, porcentaje de matriz y criterios complementarios. Propone diagramas triangulares.	Además de la composición de clastos y porcentaje de matriz introduce otros criterios opcionales como por ejemplo estructuras sedimentarios, tipo de cemento, etc.	Okada (1971)
4	Composición de los clastos con gradación continua. No necesariamente emplea diagramas triangulares.	Pone el acento en la proveniencia sin incluir la matriz en la clasificación.	Rodgers (1950) Dickinson (1970)
5	Para la clasificación de areniscas híbridas e intraformacionales. Utiliza un tetraedro.	Destaca la diferencia entre areniscas formadas por clastos extraformacionales, intraformacionales y las areniscas híbridas.	Zuffa (1980) Mount (1985)

Tabla 6.2. Agrupamiento de las clasificaciones petrográficas de areniscas sugerido en este libro

Clasificaciones del tipo 1: En este tipo se utiliza el porcentaje de matriz y la proporción de clastos (silíceos, feldespáticos y líticos) que se vuelca en diagramas triangulares, incluye entre otras las propuestas de Pettijohn (1954), Gilbert (1954, 1982), Dott (1964) y Pettijohn et al. (1987).

En todas estas clasificaciones la matriz tiene particular importancia pues es utilizada para separar arenitas (areniscas con bajo porcentaje de matriz) de wackes o grauvuacas (areniscas con alto porcentaje de matriz). El sentido de separar estos dos grupos fue

tempranamente señalado por Pettijohn (1954) quien subrayó tres rasgos útiles para la clasificación de areniscas, la composición de clastos ("*provenance factor*"), la cantidad de cuarzo ("*maturity factor*") y el porcentaje de matriz. Con respecto a este último, fue descripto por Pettijohn (1954) como factor fluidez e indicador de la viscosidad de las corrientes y de la relación carga de sedimento/fluido.

En el concepto original de Pettijohn (1954) un valor de 15% fue considerado para separar areniscas con bajo (arenitas) y alto (grauvacas) porcentaje de matriz, fijando un 75% para la separación entre areniscas (grauvacas) y fangolitas.

Dott (1964) siguió un criterio similar al de Pettijohn en cuanto al porcentaje de matriz, aunque algo más restrictivo, ya que llevó el límite entre arenitas y wackes al 10%, un límite similar al previamente planteado por Gilbert (1954, Fig. 6.19). Otra diferencia de las clasificaciones de Dott (1964) y Gilbert (1954) con las previamente presentadas, fue la sustitución de los nombres grauvaca por wacke, y de arcosa por arenita feldespática (Fig. 6.19).

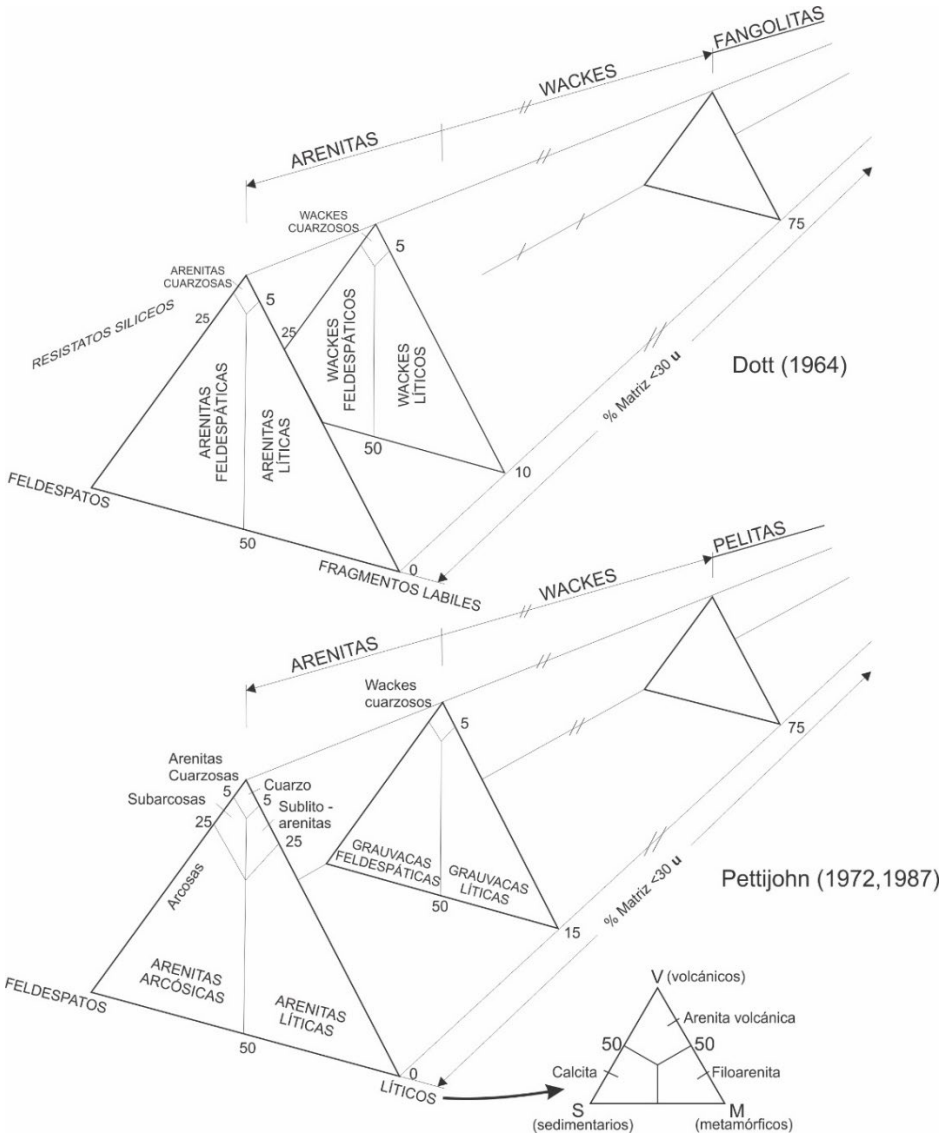


Figura 6.19. Modelos de clasificación petrográfica de areniscas propuestos por Dott (1962) y Pettijohn (1972, 1987).

En el caso de la grauvaca (*graywacke*), el término original es alemán "*grauwacke*" (grau, gris + wacke, residuo) y fue usado aparentemente por primera vez por Lasius (1789) para areniscas de edad devónica y carbonífera de los Montes Hartz (centro de Alemania). Jameson (1805) caracterizó a las "*graywacke*" como un tipo de arenisca compuesto por granos de varios tamaños inmersos en una matriz arcillosa que le confiere color gris y gran tenacidad. Durante el resto del siglo XIX, el anglicismo *graywacke* (= grauvaca en español) comenzó a ser utilizado en Escocia, luego en Inglaterra y en el resto de Europa. Finalmente, el uso de este término se extendió a la mayor parte del mundo, pero empleado básicamente en descripciones de campo.

En los primeros modelos de clasificaciones petrográficas de Krynine (1948) y Pettijohn (1949) aparece la grauvaca como un tipo petrográfico de arenisca, caracterizado por alto porcentaje de arcilla en relación con la fracción clástica y, en ocasiones, predominancia de fragmentos líticos sobre feldespatos. Es en este punto en el que el término grauvaca adquiere significado petrográfico específico.

Cummins (1962) resaltó el problema de la utilización del término grauvaca en clasificaciones petrográficas principalmente por tres razones. Primeramente, Cummins (1960) en su conocido artículo "*The Greywacke Problem*" destacó que muchas grauvacas "son el resultado de alteración postdepositacional de arena normal" (Cummins, 1962: 51) y, por lo tanto, lejos de constituir un tipo petrográfico específico resulta una transformación diagenética, principalmente de fragmentos líticos, generando pseudomatriz (proceso años más tarde descripto como "*greywackization*" por Dickinson, 1970).

En segundo lugar, estudios petrográficos de areniscas del Macizo del Harz, y de otras regiones clásicas en las primeras descripciones de campo de las grauvacas, demostraron que, en muchos casos, el porcentaje de matriz no es elevado y, por lo tanto, podrían corresponder a arenitas. Finalmente, debe destacarse el uso un tanto ambiguo del término, ya que por un lado fue utilizado para descripciones megascópica en el campo y por el otro en clasificaciones petrográficas para areniscas con alto porcentaje de matriz, o bien predominancia de fragmentos líticos, o ambas características al mismo tiempo. Además, en algunos casos el término grauvaca se lo relacionó a rocas fuertemente induradas como consecuencia de una importante diagénesis e incluso, en algunos casos, a cierto grado de metamorfismo (para una discusión más extensa véase también Folk, 1954).

Otro término objetado fue el de arcosa propuesto originalmente por Brongniart (1826). Este autor reconoció dos tipos de areniscas enriquecidas en feldespatos, aquellas en las que el cuarzo predomina sobre el feldespato ("arcosa común") y las que exhiben mayor proporción de feldespato que cuarzo ("arcosa granítica"). Las principales objeciones sobre el uso del término arcosa presentadas por algunos autores podría sintetizarse en: 1) la derivación granítica sugerida en la definición original, siendo que muchas areniscas enriquecidas en feldespatos (en especial plagioclasa) derivan de fuentes volcánicas y no graníticas y 2) el carácter poco descriptivo del nombre (McBride, 1963; Dott, 1964).

Por todo lo señalado, tanto Gilbert (1954) como Dott (1964) reemplazaron el término grauvaca por wacke y de igual forma el de arcosa por arenita feldespática. En este último caso señalando que con frecuencia arcosa es definida como resultado de la fragmentación de granitos lo que puede volverse impreciso (Dott, 1962: 626).

Gilbert (1954, 1982) y Dott (1964) ubicaron en los extremos de sus diagramas triangulares a los componentes silíceos, feldespatos y fragmentos líticos. Es importante destacar que la clasificación original de Gilbert (1954) fue modificada por el autor en 1982, aunque el esquema es similar difiere en el porcentaje de matriz utilizado para separar arenitas de wackes (5%) y wackes de fangolitas arenosas (50%) (Figs. 6.19 y 6.20). Tanto en la clasificación de Gilbert como de Dott, los clastos silíceos no incluyen sólo al cuarzo, sino también al chert y fragmentos de cuarcita, de manera que el vértice lítico únicamente incluye a los fragmentos de rocas inestables.

Años más tarde, Pettijohn et al. (1972, 1987, Fig. 6.19) modificaron la propuesta de Dott (1964) en cuatro aspectos principales: 1. El porcentaje de matriz para separar areniscas con alto y bajo porcentaje de material fino es ubicado nuevamente en el 15%, 2. Los términos wacke y arcosa fueron incluidos en su clasificación, 3. En el caso de las arenitas se agregan dos nuevos campos los de subarcosa y sublitoarenita y 4. Un triángulo hijo es incorporado en al caso de las arenitas y wackes líticos con el propósito de mejorar la caracterización de este tipo de areniscas (Fig. 6.19).

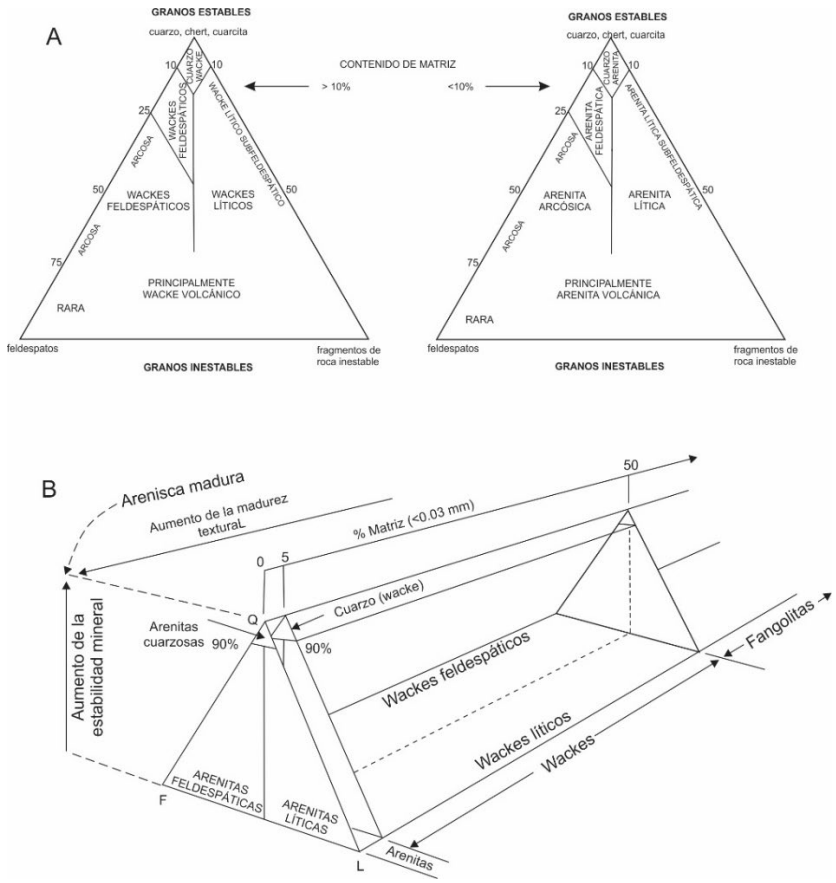


Figura 6.20. A. Modelo de clasificación petrográfica originalmente presentado por Gilbert (1954); B. Esquema ligeramente modificado de Gilbert (1982) sobre la base de adaptaciones al esquema de Dott (1964).

Brewer et al. (1990) propusieron una clasificación de areniscas que puede ser incluida en el aquí denominado tipo 1, ya que utiliza el porcentaje de matriz, fijando un límite de 10% y la composición de clastos volcados en diagramas ternarios. El nombre de la arenisca incluye también una serie de modificadores que permiten incluir tanto al primer como segundo componente clástico más abundante en la roca.

Clasificaciones del tipo 2: En este caso también se utilizan diagramas triangulares, pero a diferencia del tipo 1, el porcentaje de matriz no es tenido en cuenta como parámetro principal de clasificación, aunque si descriptivo y, en ocasiones, complementario. Ejemplos de este tipo de clasificación son los esquemas presentados por Folk (1954, Fig. 6.21), seguido por McBride (1963) y corregido por Folk et al. (1970). Esta última es en la actualidad la clasificación más difundida de este tipo, la que resulta una modificación de la originalmente propuesta por Folk (1954).

La propuesta de Folk et al. (1970) es mucho más compleja y descriptiva que lo que corrientemente se supone, de hecho, la clasificación puede ser considerada bipartita y dividida en dos términos (véase también Van Andel, 1958). El primero se refiere a los rasgos texturales de la arenisca, incluyendo principalmente el tamaño de grano y la selección (Fig. 6.21). El segundo término emplea la composición de los clastos, el tipo de cemento y la eventual presencia, en proporción significativa, de fragmentos no detríticos (Fig. 6.21).

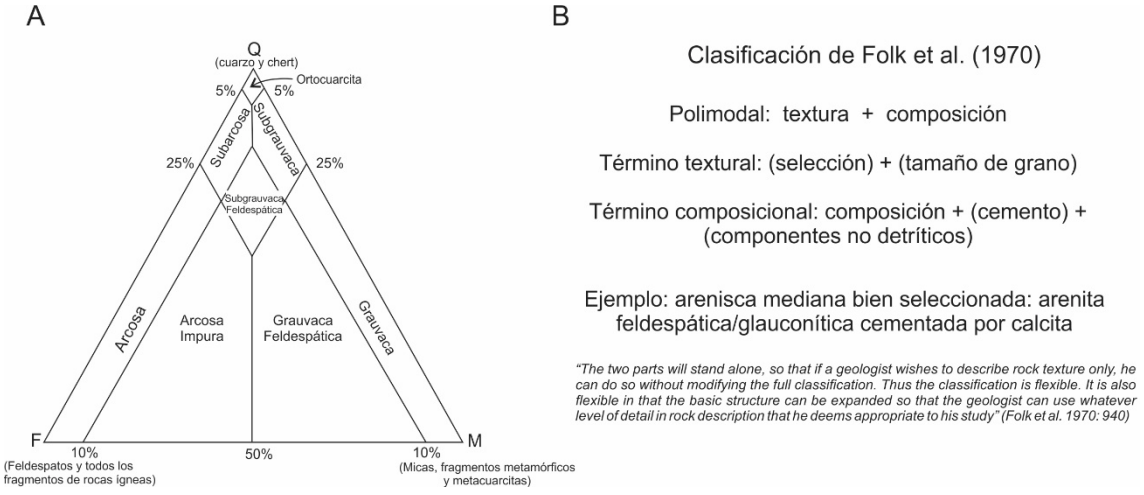


Figura 6.21. A. Esquema de la clasificación original propuesta por Folk (1954) y seguida por McBride (1963), nótese que el porcentaje de matriz no es tenido en cuenta para la asignación de nombres petrográficos sino sólo la composición. B. Esquema conceptual en el que se intenta resaltar el carácter binario de la clasificación de Folk et al. (1970). En la figura, la frase al pie en inglés da cuenta del carácter flexible de la clasificación que permite tratar a ambos términos en forma independiente. Para más detalles véase el texto.

Es importante tener en cuenta que Folk et al. (1970) asignaron primordial importancia a la moda detrítica de la arenisca, pues "refleja la interrelación entre tipo de roca, tectonismo y clima en el área fuente" (Folk et al., 1970: 939). Por lo tanto, Folk et al.

(1970) no sólo consideran la composición de la arenisca como reflejo del área fuente, sino también de la distancia de transporte y los factores climáticos que operan eliminando los minerales inestables. Por otro lado, es interesante destacar la introducción del relieve como un factor de primer orden controlando la desintegración y la descomposición de la roca, sobre todo en el área fuente (Folk et al., 1970).

De acuerdo con Folk et al. (1970) uno de los objetivos de su clasificación es que sea flexible de manera que las dos partes (textural y composicional) pueden ser utilizadas por separado o en conjunto según la escala de trabajo. En este último caso, por ejemplo, nombres como feldarenita de grano medio moderadamente bien seleccionada son admitidos por la clasificación. Desafortunadamente, en la práctica la estructura bipartita de la clasificación es por lo general pasada por alto, focalizándose sólo en el diagrama triangular de composición (Fig. 6.22).

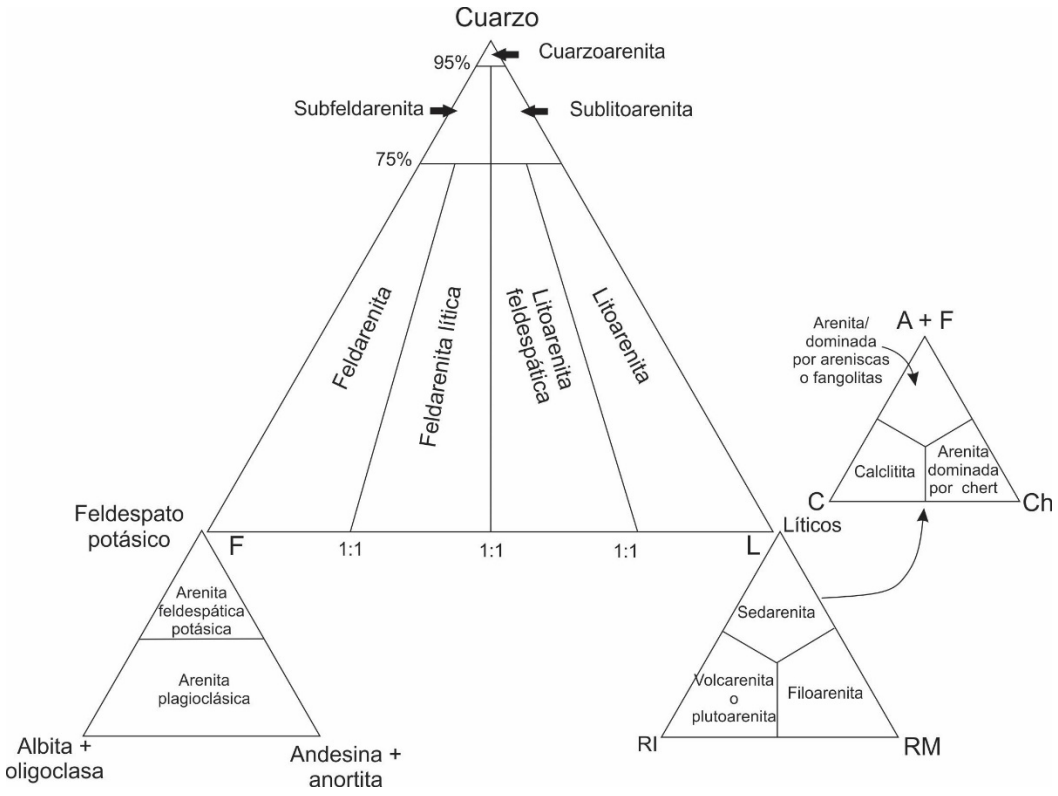


Figura 6.22. Triángulo composicional de la clasificación de Folk et al. (1970). Nótese la presencia de triángulos hijos que pueden ser utilizados para mejorar la clasificación.

A diferencia de Gilbert (1954) y Dott (1964), la clasificación de Folk et al. (1970) excluye al porcentaje de matriz como un elemento para la asignación de nombres petrográficos, probablemente debido al problema de la identificación de la pseudomatriz. De esta forma, la clasificación incluye un solo diagrama de composición triangular, en el cual toda roca comprendida dentro del tamaño de grano arena, es categorizada como arenita. Por lo dicho, ni el término wacke ni grauvaca son empleados en esta clasificación.

En contraposición a las clasificaciones de Gilbert (1954, 1982), McBride (1963) y Dott (1964), la propuesta de Folk et al. (1970) excluye del vértice cuarzoso tanto al chert

como a las cuarcitas, incorporándolos al vértice lítico. Este cambio muestra la diferente valoración sobre la composición, mientras Gilbert (1954, 1984) y Dott (1964) resaltan el factor madurez composicional, Folk et al. (1970) asignan mayor peso a la procedencia y por esa razón incluyen al chert y a las cuarcitas en el vértice lítico.

Garzanti (2016, 2019) presentó un modelo de clasificación de areniscas, que como el de Folk et al. (1970) no emplea inicialmente el porcentaje de matriz y grafica los clastos de chert y cuarcitas junto con los fragmentos líticos. En este esquema, el autor reserva los términos feldespática, lítica y cuarzosa para aquellas areniscas que están compuestas por más de un 90% del fragmento correspondiente, el resto del triángulo es dividido en 12 campos mostrados en la figura 6.23A. Complementariamente, una división adicional fue propuesta para las areniscas enriquecidas en cuarzo y con menos de un 50% de feldespatos, que lleva a diferenciar otros cinco tipos de areniscas (Fig. 6.23B, Garzanti, 2019). Para las areniscas enriquecidas en fragmentos líticos sugiere nombres como filoarenita, volcanoarenita, sedarenita o aún términos más específicos como calclitita, chertarenita, pelarenita, entre otros (véase también Folk, 1968; Ingersoll y Suczek, 1979). Además, un diagrama binario que establece las relaciones entre los cocientes Q/L versus Q/F para cada uno de los tipos de areniscas reconocidos es mostrado en la figura 6.23C (Garzanti, 2016).

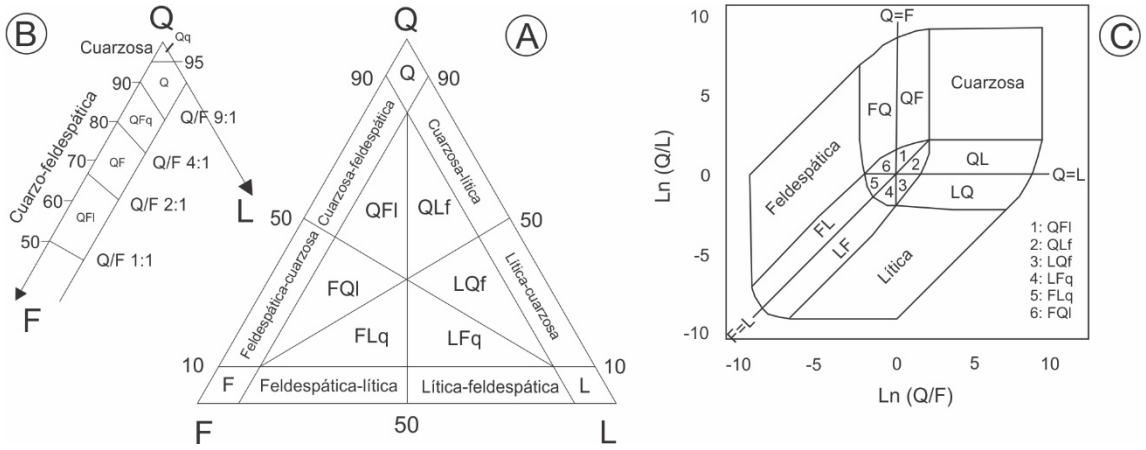


Figura 6.23. Esquema de clasificación petrográfica de areniscas elaborado por Garzanti (2016, 2019). Para explicación véase el texto.

Clasificaciones del tipo 3: Estas clasificaciones también utilizan diagramas ternarios basados en la composición de los clastos, el porcentaje de matriz y otros parámetros como características texturales, rasgos diagenéticos e incluso en algunos casos estructuras sedimentarias si estas fueran conspicuas para el nivel estudiado.

La primera de las propuestas que aquí analizaremos corresponde a la presentada por Chen (1968) la cual se basa en tres términos de clasificación: término de campo, término textural y término mineralógico. El primero corresponde a rasgos tales como el tipo de estructura sedimentaria, características de la estratificación e incluso el color de la

muestra de mano. Chen (1968) indicó que parte o la totalidad del término de campo puede ser omitido en el caso que careciera de relevancia.

En lo que corresponde al término textural, este comprende tamaño de grano, porcentaje de matriz, selección y redondez de los clastos. En función del porcentaje de matriz el autor diferencia tres grupos, las llamadas areniscas limpias (<5%), y las arenas fangosas (= arenas sucias de otros autores) a las que divide en inmaduras (matriz entre el 5%-15%) y muy inmaduras (> 15%). Aquellas rocas que tienen más de un 50% de limo y arcilla son referidas como fangolitas (Fig. 6.24).

La selección (expresada como desviación estándar) es utilizado para separar dos grupos de areniscas fijando un valor límite de 0,5. De la misma forma, la redondez de clastos es también empleada como criterio de clasificación tomando un valor límite de 3 y utilizando la escala de comparación visual de Powers (1953).

Los tres parámetros combinados, porcentaje de matriz, selección y redondez de clastos son utilizados para definir la madurez textural (*maturity criteria* de Chen 1968: 55) con el que reconocen cinco tipos de areniscas, desde supermaduras hasta muy inmaduras, independientemente de la composición de los clastos (Fig. 6.24).

Con respecto al término mineralógico fue propuesto el diagrama mostrado en la parte inferior izquierda de la figura 6.24. En el caso del vértice Q se incluye sólo a los clastos de cuarzo monocristalino y los policristalinos formados por individuos mayores a 20 micrones. Esta restricción permite incluir a los fragmentos de areniscas cuarzosas junto con el cuarzo monocristalino, pero excluye a los fragmentos de chert u otros tipos de cuarzo policristalino que se suman en el vértice lítico.

Definida de esta forma la clasificación de Chen (1968) incluirá un número variable de términos según el caso, incluso cuando sea considerado útil, el tipo de cemento o de fragmentos extraformacionales podrán ser adicionados al nombre. Ejemplos serían:

cuarzoarenita de grano mediano, glauconítica, calcárea, madura, delgadamente estratificada

o

arcosa de grano grueso, micácea, hematítica, inmadura con estratificación entrecruzada.

Nótese que en esta clasificación se usa en general el término arenita y que los nombres grauvaca o wacke no son empleados, pues el alto contenido de matriz queda implícito en el grado de madurez textural de la clasificación.

Otro modelo similar corresponde a Okada (1971) quien propuso clasificar las areniscas siguiendo tres criterios principales: a) tamaño de grano, b) porcentaje de matriz y cemento, y c) composición de los clastos. Es importante destacar que esta clasificación es de las pocas (junto con la antes mencionada de Chen, 1968), que incluye explícitamente un término que refiere a los procesos diagenéticos, como es el cemento. En el esquema de Okada (1971), la referencia al tamaño de grano se considera un aspecto fundamental

e insoslayable en la clasificación, principalmente, debido al control que la granulometría ejerce sobre la composición.

Criterio de madurez	Arenisca limpia			Arenisca fangosa	
	Supermadura	Madura	Submadura	Inmadura	Muy inmadura
Porcentaje de matriz	<5%			5-15%	>15%
Selección	<0,5%		>0,5%		
Redondez	>3,0%	<3,0%			

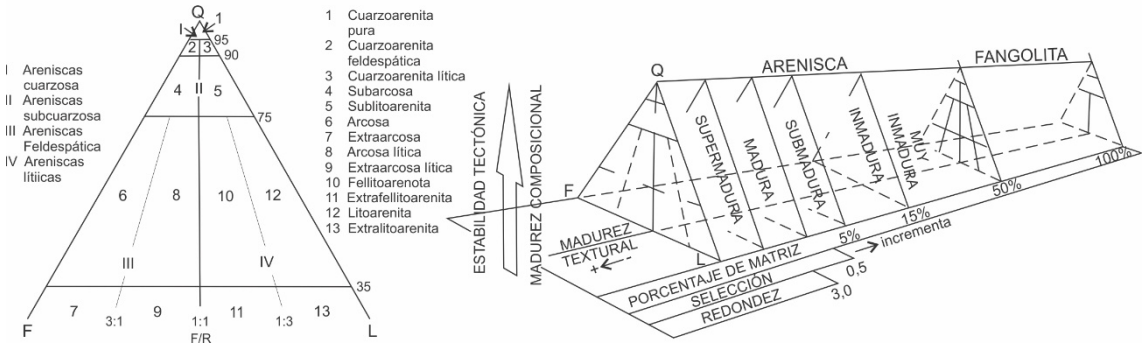


Figura 6.24. Modelo de clasificación de Chen (1968) que se basa en tres términos principales: de campo (no representado en la figura), textural (parte superior e inferior derecha de la figura) y mineralógico (parte inferior izquierda de la figura).

En cuanto al porcentaje de matriz, se utiliza un valor de 15% para separar arenitas de wackes, pero además se establecen tres subclases en cada caso de acuerdo con la proporción de material fino. El límite entre fangolitas y areniscas es establecido en el 50% de limo y arcilla (Fig. 6.25).

Suite de Arenisca	ARENITA			WACKE		
Matriz	0%	5	10	15	25	35	50
Subclases	A	B	C	D	E	F	

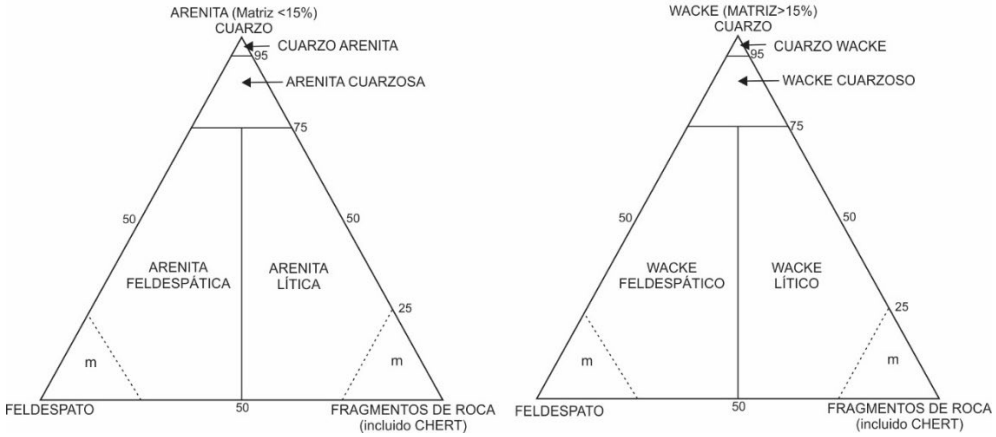


Figura 6.25. Modelo de Okada (1971) en el que se definen dos suites de areniscas (arenitas y wackes) y 6 subclases de acuerdo con el contenido de matriz. Obsérvese que los campos "monominerálicos" (m en la figura) requieren de triángulos auxiliares mostrados en la figura 4.26.

De esta forma, Okada (1971) propone dos triángulos de clasificación, uno para arenitas y otro para wackes y en cada uno de ellos reconoce 6 campos, dos de los cuales son designados como "campos de monominerales" (*monomineralic fields* de Okada, 1971: 519, Figs 6.25 y 6.26). Estos campos se ubican en los vértices de feldespato y fragmentos líticos cuando alguno de estos componentes excede el 75% y obliga a la utilización de los triángulos auxiliares mostrados en la figura 6.26. De esta forma, el término arenita o wacke feldespático no incluye a las arenitas con muy alto porcentaje de feldespatos las que serán designadas como arenitas plagioclásicas o potásicas, según corresponda. Similar situación ocurre en las arenitas y wackes líticos, pero en este caso el número de triángulos auxiliares es de tres (Fig. 6.26).

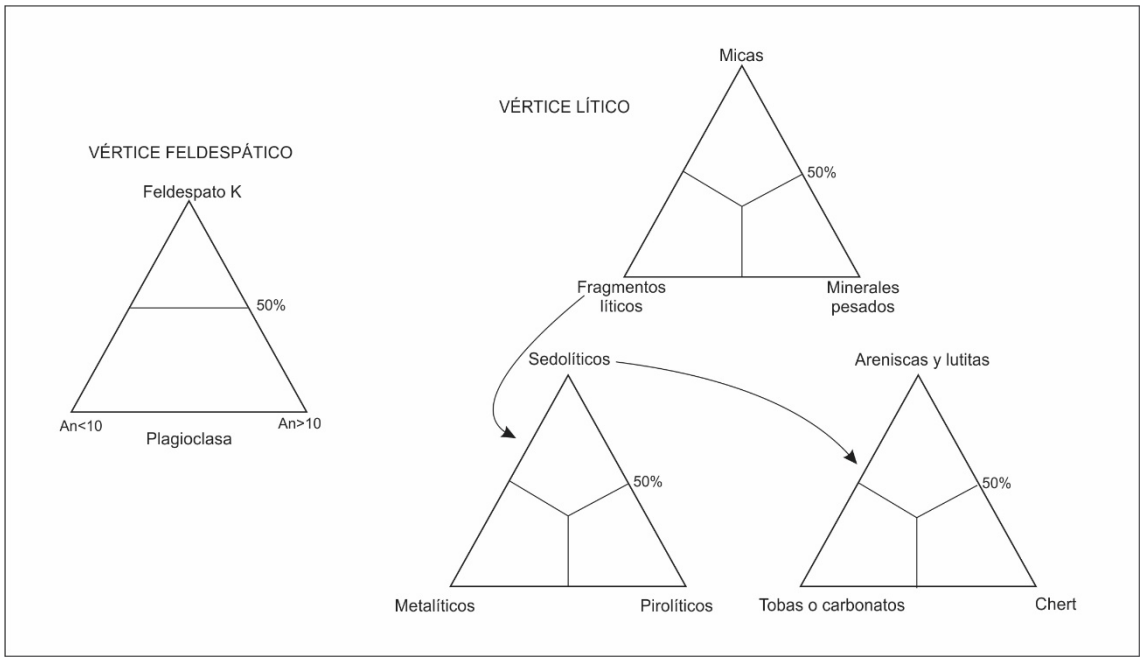


Figura 6.26. Triángulos auxiliares propuestos en la clasificación de Okada (1971).

Además, Okada (1971) indicó que en aquellos casos en los que se considere conveniente señalar rasgos complementarios, éstos sean añadidos al nombre de la arenisca. Por ejemplo, el cemento e incluso las estructuras sedimentarias. De esta forma, la nomenclatura utilizada sería:

Wacke feldespático de grano mediano (subclase E) carbonático

o

Arenita de grano grueso (subclase A) bien redondeada, calcárea, masiva portando fragmentos de glauconita.

Finalmente, es importante destacar que también otras clasificaciones como las de Packham (1954) y Crook (1960) consideraron a las estructuras sedimentarias u otros rasgos depositacionales como criterios de clasificación. En particular, Crook (1960), utilizando un diagrama triangular, dividió a las areniscas en tres grandes grupos: arenitas

cuarzosas, arenitas sublábiles y arenitas lábiles asignando nombres petrográficos a cada una de ellas (Figs. 6.27 y 6.28).

Clasificaciones del tipo 4: Las diferencias entre las propuestas incluidas en este grupo con las clasificaciones previamente analizadas son: 1. no utilizan diagramas triangulares, 2. la composición de la arenisca se expresa de manera normativa y 3. no se establecen categorías ni discontinuidades, por lo tanto, los nombres petrográficos como arcosa, wacke, no son necesariamente empleados.

Probablemente, el inicio de esta concepción aparece en el trabajo de Alling (1945), el que, nótese, precede a los primeros diagramas de clasificación petrográfica de Krynine (1948) y Pettijohn (1949). Alling (1945) expresó la secuencia por él analizada en forma modal, definiendo el concepto de microlitologías (*microlithologies* en Alling, 1945: 737) e incluyendo tres componentes principales S silíceo (principalmente arenas), A argiláceo y C calcáreo.

Años más tarde, Rodgers (1950), en una línea de pensamiento similar, sugirió utilizar la composición modal de la arenisca para su caracterización, evitando el encasillamiento en nombres previamente definidos (véase también Weltje, 2012). La esencia de este punto de vista fue sintetizada por Rogers (1950: 306) como "*It will be objected that boundaries, even though neccesarily arbitrary, are essential. But why? The rocks we are dealing with show a continuous range in most of the variables we can measure that faces and makes use of that fact should be more useful than one that overlooks and distorts it*" ("Se objetará que los límites, aunque necesariamente arbitrarios, son esenciales. ¿Pero por qué? Las rocas con las que estamos tratando muestran un rango continuo en la mayoría de las variables que podemos medir, y una clasificación que enfrente y aproveche ese hecho debería ser más útil que una que lo pase por alto y lo distorsione").

El razonamiento de Rodgers es aquí ejemplificado en la figura 6.27, allí utilizando la clasificación de Folk et al. (1970) se han volcado las modas detríticas Q:F:L de tres muestras hipotéticas de areniscas (por comodidad se ha mantenido un 5% de fragmentos líticos para los tres casos y utilizado los términos arcosa y subarcosa).

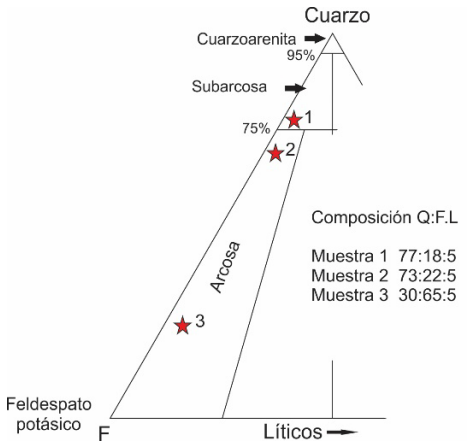


Figura 6.27. Ejemplo mostrando la ambigüedad que puede resultar de la utilización de los diagramas triangulares (clasificaciones 1, 2 y 3) en relación a las modas detríticas (clasificaciones tipo 4).

La muestra 1 grafica en el campo de las subarcosas y las areniscas 2 y 3 en el de las arcosas. Sin embargo, curiosamente la mayor diferencia se observa entre las muestras 2 y 3, que corresponden al mismo campo (43% en la proporción de cuarzo y 33% en el feldespato), mientras que las muestras 1 y 2, ubicadas en campos diferentes, son las que exhiben menores diferencias (4% en la proporción de cuarzo y 4% en la de feldespato, Fig. 6.27).

Rodgers (1950) propuso utilizar varios elementos modales para caracterizar a una arenisca, los que en la práctica comprende tres términos, textural, composicional clástico y composicional de matriz. Rodgers (1950) brinda el siguiente ejemplo:

$$A_{30}C_{0}S_{50};Q_{15}A_{80}G_{5};K_{90}M_{o}I_{10}$$

que correspondería a: arcosa altamente feldspática no calcárea con abundante cemento caolinítico, Rodgers (1950: 309)

El primer término es textural donde A se refiere al porcentaje de arena, C de componentes carbonáticos y S fangosos. El segundo es composicional siendo Q clastos cuarzosos, A "arcósicos" y G de "wackes". Finalmente, el tercer término hace alusión a la composición de la arcilla siendo K pertenecientes al grupo de la caolinita, M el grupo de la montmorillonita e I al de la illita.

Aunque la clasificación de Rodgers (1950) no ha sido mayormente utilizada, debido a las dificultades para la estandarización nomenclatural (véase Klein, 1963), desde el punto de vista conceptual puede considerarse un primer acercamiento al agrupamiento modal de areniscas, actualmente utilizado para la definición de petrofacies (véase Capítulo 15).

Otra propuesta que utiliza porcentajes modales de la fracción detrítica y relaciones entre componentes modales es la de Dickinson (1970). Este autor diferenció arcosas y grauvacas en la categoría de areniscas subcuarzosas (equivalente al grupo II de Chen, 1968, véase Fig. 6.24), a las que propuso describir en términos de sus modas detríticas, prescindiendo del encasillamiento resultante de los diagramas triangulares de clasificación. De esta forma, existe una gradación continua entre la composición de las areniscas, la que queda expresada en términos de la proporción de sus componentes principales Q:F:L (parámetro primario en el concepto de Dickinson (1970, Fig. 6.28).

En la definición de Dickinson (1970), el término Q incluye a la suma del cuarzo monocristralino (Qm), policristalino + calcedonia (Qp) y los fragmentos de cuarzo microcristalino (incluyendo a la calcedonia (Qcl, Fig. 6.28). Además, este autor asimiló dentro de Q al cuarzo, dentro de líticos microfaneríticos (Qpmf) y a los microfenocristales de cuarzo dentro de pastas afaníticas (Qpma) aunque aclarando que estas dos últimas inclusiones podrían ser debatibles (Fig. 6.28).

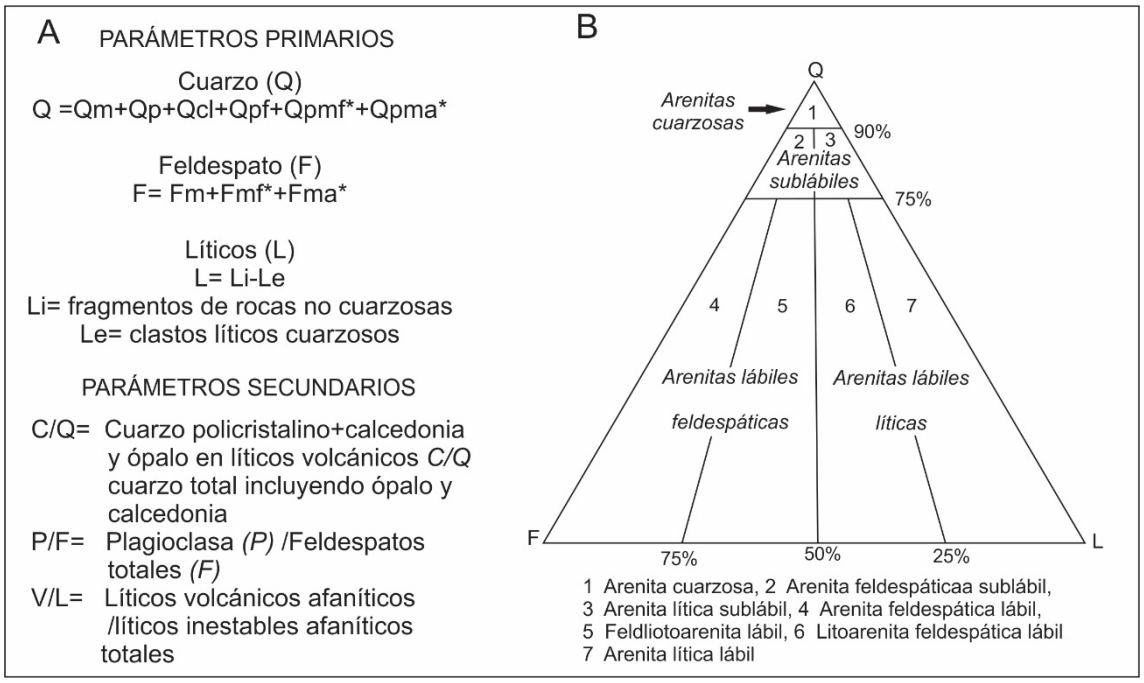


Figura 6.28. A. Criterios tomados por Dickinson (1970) para su clasificación de areniscas, para el significado de los códigos de modas véase el texto. Los asteriscos indican los cristales que deberían redistribuirse en el tamaño arena, aunque Dickinson indicó que este punto podría ser debatible. B. Diagrama de Crook (1960) utilizado por Dickinson (1970) para separar arenitas cuarzosas, sublábiles y lábiles, los nombres debajo del triángulo corresponden a los utilizados en el trabajo original de Crook (1960).

En lo que respecta a F comprende a los fragmentos monocristalinos de feldespatos potásico (cualquiera sea su composición) y plagioclasa (Fm), incluyendo también, como en el caso del cuarzo, al feldespato en líticos microfaneríticos (Fmf) y a los microfenocristales dentro de líticos afaníticos (Fma, Fig. 6.28).

En lo que respecta a los clastos líticos (L), corresponden al total de los fragmentos de rocas menos aquellos de naturaleza cuarzosa, como por ejemplo cuarcitas o fragmentos de calcedonia.

Un segundo grupo de parámetros, llamados secundarios (Dickinson 1970: 698), corresponde a las relaciones C/Q, P/F y V/L (Fig. 6.28). La primera de ella es el cociente entre los componentes de cuarzo policristalino (C) y el cuarzo monocristalino (Q), esta relación puede ser usada para ponderar la proveniencia supracrustal de la arena (alto valor C/Q) en una determinada secuencia sedimentaria. En lo que respecta a P/F, un alto valor muy frecuentemente indica derivación volcánica, al igual que la relación V/L y bajos valores de Q. En contraposición, una derivación plutónica es marcada por Dickinson (1970) por relativamente altos valores de Q, baja presencia de fragmentos líticos, relación C/Q tendiendo a cero y variable cociente P/F.

Como se habrá advertido, el esquema de Dickinson (1970) apunta fuertemente al área fuente de la arena y debe ser considerado el prolegómeno de los estudios de procedencia empleando modas detríticas discutido en el Capítulo 15. Paralelamente, en su contribución Dickinson (1970) ofrece una valiosa discusión acerca de los tipos de minerales de arcillas y de las clases de matriz presentes en las areniscas.

Existen otras clasificaciones, en general poco utilizadas, que no emplean diagramas triangulares, como por ejemplo la propuesta de Andaluz et al. (1988) y la presentada por Jabbour et al. (2009). La primera define familias en función de dos parámetros, la relación entre el cuarzo versus los fragmentos de roca (Q/Fr) y las características texturales de la arenisca (incluida la porosidad). Esta clasificación fue utilizada para la caracterización petrotécnica de areniscas en canteras y evaluar su calidad en geotecnia.

El esquema Jabbour et al. (2009) presenta un camino matemático (Modelo Discriminante Determinístico) que, utilizando el porcentaje de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca y contenido de matriz detrítica, transforma los diagramas ternarios en expresiones matemáticas.

Clasificaciones del tipo 5: La totalidad de las clasificaciones hasta aquí consideradas utilizan a los clastos extracuencales partiendo del supuesto, como por lo general ocurre, que ellos forman casi la totalidad de una arenisca. Sin embargo, en algunos casos la proporción de componentes intracuencales puede crecer hasta formar una parte significativa de los clastos, cuando ello sucede las clasificaciones hasta aquí analizadas no son apropiadas y debe recurrirse a otros esquemas como los presentados por Zuffa (1980, Fig. 6.29) y Mount (1985, Fig. 6.30).

La clasificación propuesta por Zuffa (1980) fija en un tetraedro los campos de las areniscas extraformacionales, híbridas e intraformacionales (Fig. 6.29).

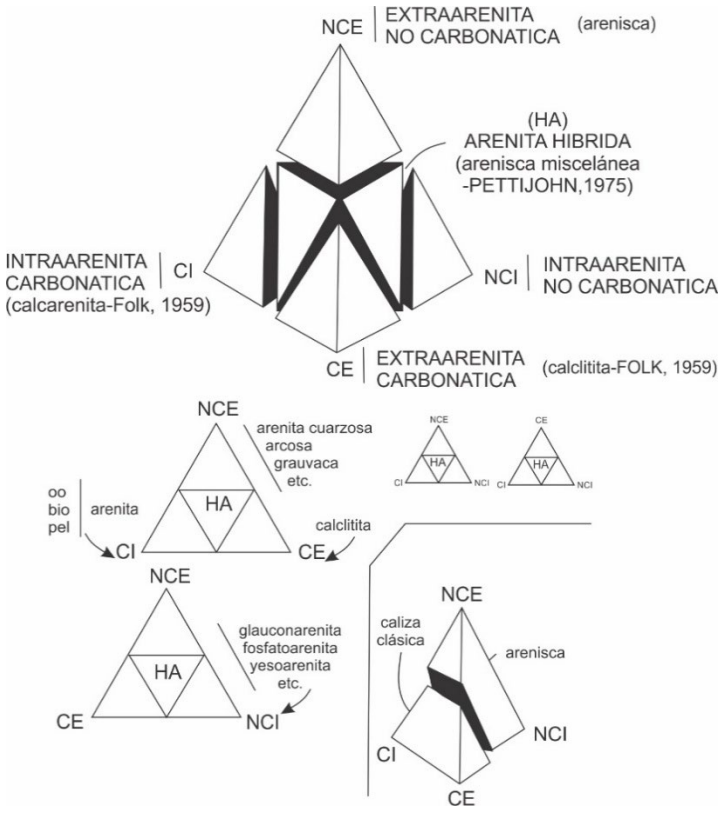


Figura 6.29. Tetraedro de clasificación para arenitas híbridas e intracuencales propuestos por Zuffa (1980) y los cuatro triángulos desplegados que corresponden a las caras del

En este modelo la parte superior del tetraedro corresponde a areniscas extraformacionales, compuestas por más de un 50% de clastos de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos. Estas areniscas deberían ser clasificadas según las propuestas analizadas en los apartados anteriores. Sin embargo, en opinión de los autores de esta obra, el porcentaje de 50% señalado como límite entre los campos de areniscas híbridas e intraformacionales no parece adecuado. Esto es porque una arenisca con un 40% de clastos intraformacionales sería tratada como una arenisca extraformacional y clasificada por sólo el 60% de los fragmentos, ya que los clastos intraformacionales no tienen cabida en los esquemas de clasificación tratados anteriormente. Téngase en cuenta que una proporción de clastos intraformacionales de 20% es anómalo en una arenisca extraformacional y su existencia sugiere de condiciones geológicas particulares (véase por ejemplo, Dickinson et al., 1983; Roigé et al., 2013, 2016; Limarino et al., 2020). Es por ello que se propone aquí un valor máximo de 20% de fragmentos intraformacionales para las areniscas extraformacionales.

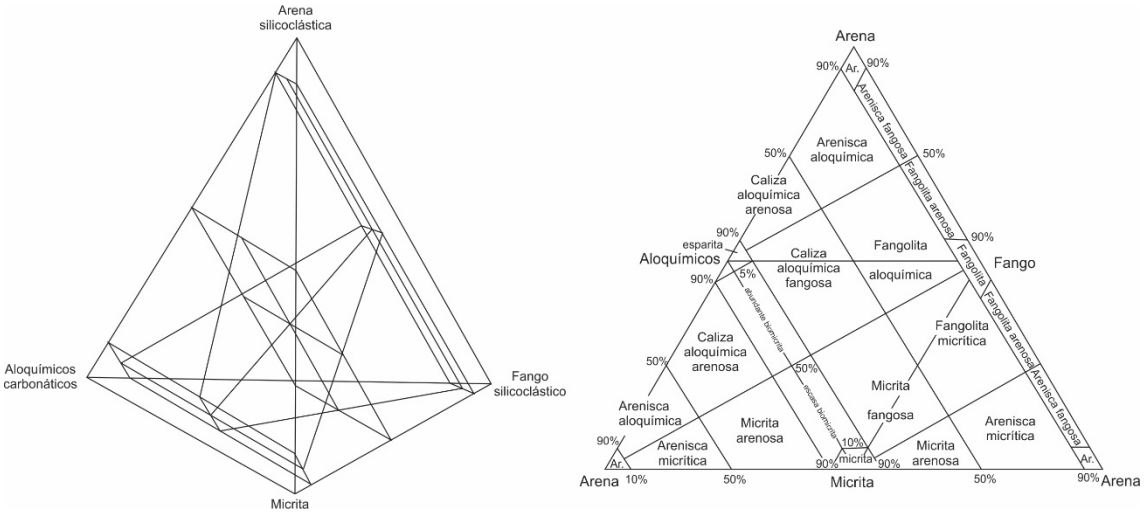


Figura 6.30. Tetraedro presentado por Mount (1985) que se enfoca en la clasificación de rocas tamaño arena compuesta por una mezcla de material carbonático y silicoclástico. A la izquierda proyección del tetraedro no plegado. La nomenclatura se basa en el componente principal como primer nombre y en el secundario como segundo nombre.

Zuffa (1980) dividió a los componentes de una arenisca en cuatro tipos principales: 1) No carbonáticos extraformacionales (NCE), 2) Carbonáticos extraformacionales (CE), 3) No carbonáticos intraformacionales (NCI) y 4) Carbonáticos intraformacionales (CI). Cada uno de estos componentes aparece graficado en los vértices del tetraedro (Fig. 6.29), el que es desplegado en cuatro triángulos que sirven para identificar las areniscas híbridas y proponer una nomenclatura para las intraformacionales.

Para el caso de las areniscas dominadas por fragmentos extraformacionales carbonáticos, la clasificación sugiere utilizar el término calclitita propuesto por Folk (1968, véase también Chanda, 1969) y para aquellas en las que dominan los carbonáticos intraformacionales los prefijos oo, bio o pel arenita según corresponda (Fig. 6.29). Para las areniscas formadas principalmente por clastos intraformacionales no carbonáticos,

Zuffa (1980) propone la utilización de los nombres glaucoarenita, yesoarenita o fosfoarenita según el caso.

La clasificación de Mount (1985) se centra en aquellas rocas tamaño arena que están formadas por una mezcla de material carbonático y silicoclástico, por lo que esta clasificación es particularmente aplicable a las areniscas que grafican en el campo de las "calizas clásticas" de Zuffa (1980).

Mount (1985) separó cuatro tipos de componentes: 1) Silicoclásticos (cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos), 2) Fango silicoclástico (limo y arcilla), 3) Carbonatos aloquímicos (ooides, peloides, bioclastos, etc.) y 4) Fango carbonático (micrita). Los cuatro componentes citados fueron graficados en un tetraedro cuyas caras no plegadas aparecen graficadas en la figura 6.30.

CONSIDERACIONES FINALES SOBRE LAS CLASIFICACIONES PETROGRÁFICAS DE ARENISCAS

Luego de analizar las diferentes propuestas sobre clasificaciones petrográficas de areniscas una pregunta que podríamos plantearnos es: ¿cuál sería la clasificación de uso más aconsejable? La respuesta depende de los objetivos de trabajo y la información disponible. Las clasificaciones del tipo 1 y 3 incluyen los esquemas de rutina seguido por la mayor parte de los laboratorios cuando se pretende una caracterización general de la arenisca. Probablemente, cuando la proporción de matriz puede ser correctamente determinada y descartada la formación de pseudomatriz, la clasificación de Dott modificada por Pettijohn (1987) o la de Gilbert (1982) son las más adecuadas, pues permiten obtener información sobre las características hidrodinámicas de las corrientes generadoras, el área de proveniencia y la madurez composicional de la arenisca (Fig. 6.31).

Cuando la proporción de pseudomatriz es superior al 5%, el empleo de clasificaciones del tipo 1 podría ser desaconsejable y en este caso la clasificación propuesta por Folk et al. (1970) y los esquemas más recientes de Garzanti (2016, 2019) parecen más apropiadas (Fig. 6.31). Es importante tener en cuenta que, al prescindir del porcentaje de matriz estos modelos resignan toda información acerca de las características hidrodinámicas de las corrientes, centrándose en la proveniencia. Por otro lado, el hecho de no considerar a la matriz no salva el problema de identificar qué tipo de clasto formó la pseudomatriz, ya que su determinación es necesaria para la correcta clasificación de la arenisca en los diagramas ternarios.

En opinión de los autores, las clasificaciones tipo 3, en especial la de Okada (1971), resulta un esquema más descriptivo y apropiado cuando se pretenden realizar estudios detallados a nivel microscópico (por ejemplo, microfacies). La ventaja de estas clasificaciones, incluyendo también la de Chen (1968), es que son versátiles y permiten la inclusión de características secundarias en el nombre de la arenisca según los objetivos

de trabajo (por ejemplo, tipo de cemento, selección granulométrica, redondeamiento de clastos, entre otros, Fig. 6.31). Sin embargo, estos esquemas son sólo utilizados ocasionalmente (Asiedu et al., 2000; Saitoh y Masuda, 2004; Bessho, 2015) y no son empleados en los resultados entregados por laboratorios petrográficos.

En lo que respecta a los sistemas modales que componen el tipo 4 de clasificación, han demostrado su eficacia en la definición de petrofacies para la caracterización de áreas de proveniencia, o con menos frecuencia, modas detríticas que reflejan variaciones climáticas (Suttner y Dutta, 1986; Scasso y Limarino, 1997; Rieu et al., 2007, Fig. 6.31). Finalmente, los esquemas presentados por Zuffa (1980) y Mount (1985) deben ser aplicados en areniscas con una proporción mayor al 20% de fragmentos intracuencales, o bien cuando exista una transición a facies carbonáticas (Fig. 6.31).

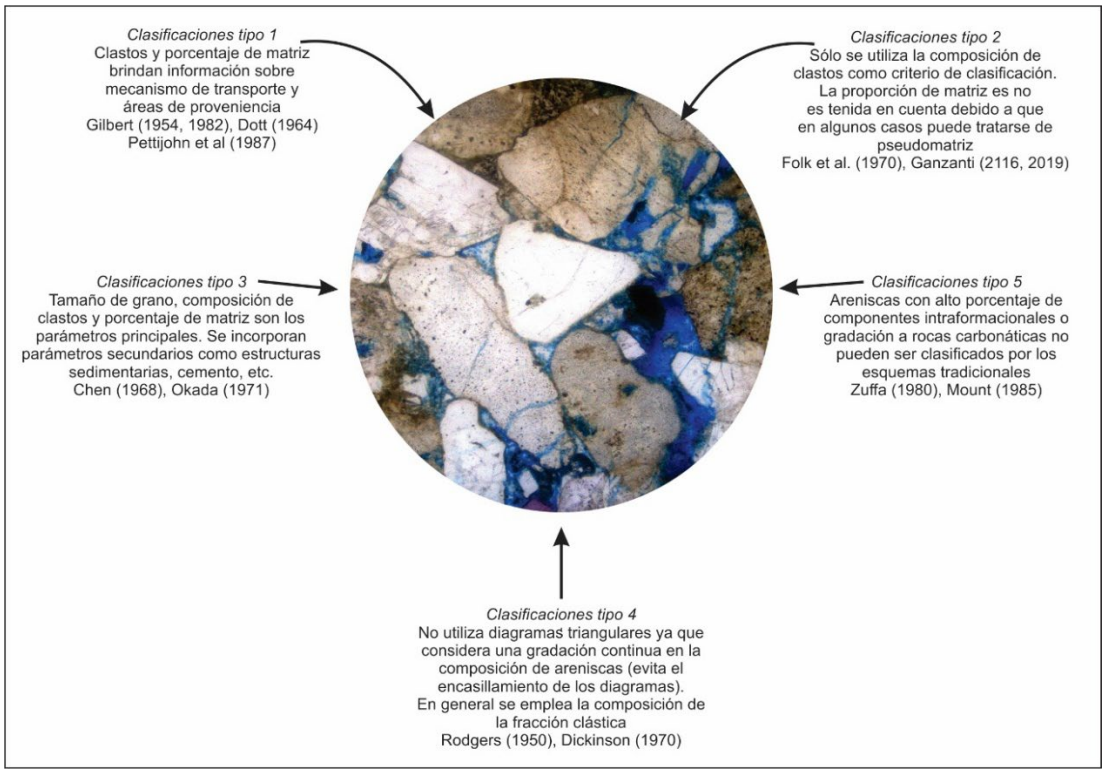


Figura 6.31. Esquema sintetizando los tipos de clasificaciones discutidas en este libro.

Todo lo discutido hasta aquí se refiere estrictamente a clasificaciones petrográficas de areniscas no limitadas a un fin específico y basadas en parámetros objetivos. Un enfoque algo distinto corresponde a los modelos triangulares donde se grafica la relación entre la composición modal de las areniscas y el marco tectónico de las áreas de aporte, esquemas focalizados en una temática específica (Ingersoll y Suczek 1979; Dickinson et al., 1983; Valloni y Zuffa, 1984; Dickinson et al., 1983). Estas investigaciones comenzaron a tener gran impulso desde fines de los años setenta y en la actualidad se han transformado en una valiosa herramienta de análisis para la relación entre tectónica y sedimentación. Acertadamente, Drummond (2023) incluyó a este tipo de modelos en una categoría diferente a la que llamó "*operational-genetic classifications*". Esta temática será desarrollada en el Capítulo 15.

CLASIFICACIONES QUÍMICA DE ARENISCAS

Aunque el estudio microscópico de secciones delgadas resulta el método más efectivo y difundido para clasificar areniscas, la composición química ha sido también propuesta como una metodología alternativa para clasificar, o más bien, complementar una clasificación petrográfica (véase por ejemplo, Middleton, 1960; Pettijohn et al., 1987; Herron, 1988; Cox y Lowe, 1996; Scasso y Limarino 1997).

Probablemente, el primer estudio amplio acerca de la composición de psamitas fue realizado por Middleton (1960) utilizando los datos de 168 areniscas de diferente composición petrográfica. Aunque el trabajo de Middleton se enfoca fuertemente a la caracterización del ambiente tectónico, desde el punto de vista de la teoría geosinclinal, el trabajo efectúa interesantes consideraciones acerca del significado geológico de la química de rocas, en especial, de las relaciones de álcalis/Al_2O_3, Na_2O/K_2O y SiO_2/Al_2O_3.

Pettijohn et al. (1987) representaron en un diagrama binario la composición química de areniscas utilizando los logaritmos de Na_2O/K_2O versus SiO_2/Al_2O_3 (Fig. 6.32). La relación SiO_2/Al_2O_3 sirve como medida de la cantidad de cuarzo versus aluminosilicatos (incluyendo las arcillas) que presenta la roca y también como un índice de madurez composicional. Por otro lado, el cociente Na_2O/K_2O indica la preponderancia de arcosas potásicas versus aquellas dominadas por plagioclasas sódicas. En opinión de Pettijohn et al. (1987), un alto contenido en Na_2O respecto a K_2O a menudo refleja procesos de albitización diagenética o áreas de aporte volcánica.

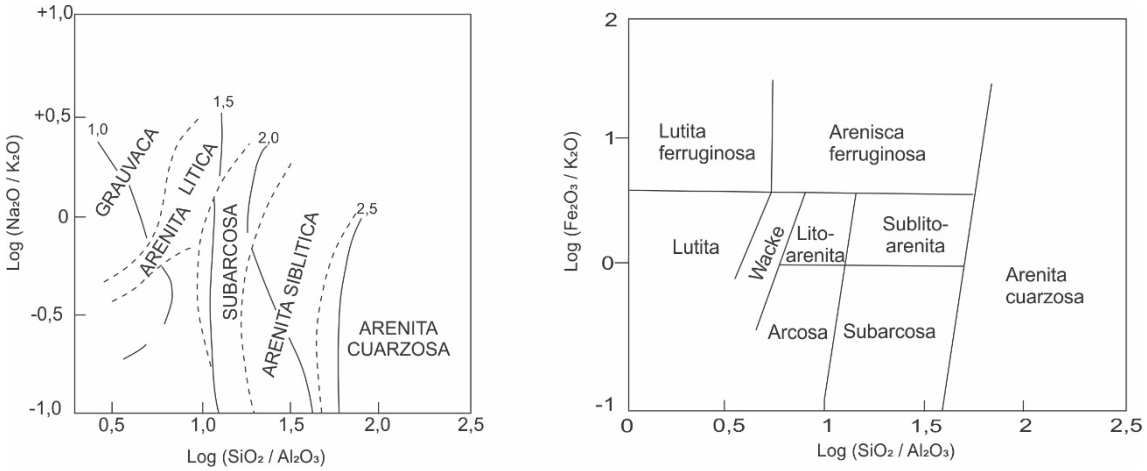


Figura 6.32. A la izquierda diagrama de clasificación propuesto por Pettijohn et al. (1983) en función de la relación Na_2O/K_2O versus SiO_2/Al_2O_3. A la derecha esquema presentado por Herron (1988), nótese que, aunque la relación SiO_2/Al_2O_3 es mantenida en la abscisa en la ordenada el cociente Fe_2O_3/K_2O reemplaza a Na_2O/K_2O. Por otro lado, el esquema de Herron (1988) incluye un campo para las lutitas y las lutitas ferruginosas.

Una propuesta posterior elaborada por Herron (1988) mantiene como criterio de clasificación la relación SiO_2/Al_2O_3 pero suplanta el cociente Na_2O/K_2O por Fe_2O_3/K_2O (Fig. 6.32). Este cambio se debe a que Herron (1988) considera que la relación Na_2O/K_2O no es útil para separar los feldespatos y, por otro lado, no es sensitiva a la presencia de

fragmentos líticos, como sí lo es el cociente Fe_2O_3/K_2O. La figura 6.32 muestra el diagrama de clasificación propuesto por Herron en el cual, a diferencia de la clasificación de Pettijohn et al. (1987) se incluye un campo de areniscas y fangolitas enriquecidas en Fe. Además, la clasificación de Herron (1988) utiliza el porcentaje de Ca como una tercera variable de clasificación de acuerdo con el siguiente esquema: areniscas con Ca<4% se denominan no calcáreas, 4%<Ca<15% calcáreas y Ca>15% carbonáticas.

La relación entre elementos alcalinos térreos y ferromagnesianos ha sido también empleada para separar areniscas sódicas de potásicas y, en este último caso, definir el campo de las areniscas potásicas ferromagnesianas. Estas relaciones se han volcado en diagramas triangulares, como el mostrado en la figura 6.33 (Blatt et al., 1972; Lindsey, 1999), o bien estereogramas propuestos por Lindsey (1999, Fig. 6.33, con datos de Pettijohn, 1963, 1972).

De acuerdo con la revisión de Lindsey (1999, Fig. 6.33), aunque la composición química de las areniscas puede variar debido al ambiente tectónico o a procesos diagenéticos, algunas reglas generales pueden ser establecidas al menos como tendencia. Según este autor las arenitas cuarzosas muestran relaciones log (SiO_2/Al_2O_3) > 1,5 mientras que las grauvacas log (SiO_2/Al_2O_3) < 1 y relaciones log (K_20/Na_2O) < 0. Por su parte, las arcosas exhiben relaciones log (SiO_2/Al_2O_3) < 1,5, log (K_2O/Na_2O) > 0 y log $((Fe_TO_3+MgO)/(K_2O+Na_2O))$ < 0. (Fig. 6.33). No obstante, Lindsey (1999) señaló que algunas grauvacas depositadas en márgenes continentales activos muestran log (K_2O/Na_2O) > 0, mientras que en el mismo ambiente tectónico pueden encontrarse arcosas con relaciones log (K_2O/Na_2O) < 0.

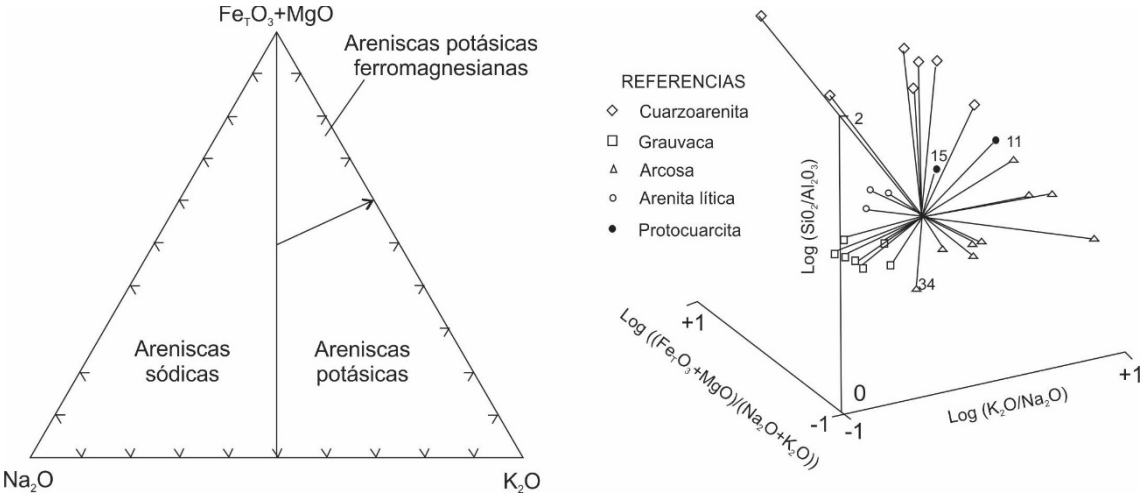


Figura 6.33. A la izquierda, diagrama triangular para separar areniscas sódicas, potásicas y potásicas ferromagnesianas (ligeramente modificado de Blatt et al., 1972). A la derecha, características geoquímicas de areniscas graficadas en el estereograma tridimensional rotado presentado por Lindsey (1999); en este diagrama se representan el logaritmo de las relaciones (SiO_2/Al_2O_3), (K_2O/Na_2O) y $Fe_2O_3(t)+MgO/\ Na_2O+\ K_2O$.

Otro aspecto interesante es el poder establecer la relación entre el tipo petrográfico y la composición química de los elementos mayoritarios en una arenisca. A diferencia de

la petrografía, donde los componentes clásticos y los productos diagenéticos pueden ser separados, el análisis de roca total brinda la composición global de la arenisca incluyendo tanto al material clástico como cementos y reemplazos diagenéticos. Aunque a primera vista esta limitación podría parecer negativa, en algunos casos, especialmente cuando las características geotécnicas de una roca deben ser mensuradas, el conocer la composición química general de la arenisca puede volverse crítico.

Una interesante propuesta para relacionar la observación en secciones delgadas con la química de elementos mayoritarios fue propuesta por Cox y Lowe (1996). Estos autores intentaron establecer la relación entre la composición química de las areniscas, especialmente aquellas con abundante porcentaje de pseudomatriz y la composición modal. El esquema propone primeramente el cálculo de la moda QFL de la sección delgada de la arenisca y de una QF*L* obtenida a partir del análisis químico siguiendo un protocolo, especificado en el apéndice del trabajo de Cox y Lowe (1996). Diferencias entre la moda detrítica QFL y la composición química modal QF*L* podrían servir no sólo para establecer la correcta composición modal de la arenisca (en especial la derivación de la pseudomatriz), sino también para mejorar la comprensión de algunos procesos diagenéticos (diferentes tipos de cementos, albitización de feldespatos, entre otros).

BIBLIOGRAFÍA

Alling, H. L. (1945). Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 56(7): 737-756.

Andaluz, N., Gisbert, J., Marin, C., & Delgado, S. (1988). Propuesta de clasificación petrográfica de las areniscas terciarias del valle del Ebro. Geogaceta, 24, 19-22.

Asiedu, D. K., Suzuki, S., Nogami, K., & Shibata, T. (2000). Geochemistry of Lower Cretaceous sediments, Inner Zone of Southwest Japan: Constraints on provenance and tectonic environment. Geochemical Journal, 34(2): 155-173.

Bailey, E. H., & Stevens, R. E. (1960). Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials, 45(9-10): 1020-1025.

Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975a). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary Research, 45(4): 873-882.

Bessho, T. (2015). How are the roofing and unroofing processes reflected in sandstone composition?. A case study in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwestern Japan—. Journal of the Sedimentological Society of Japan, 74(1): 3-20.

Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69(1): 6-19.

Blatt, H., & Christie, J. M. (1963). Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Research, 33(3): 559-579.

Blatt, H., Middleton, G., & Murray, R. (1972). Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 634 p.

Boggs, S. JR (2009). Petrology of Sedimentary Rocks. 2º Edition. Cambridge University Press. 600 pp.

Brewer, R. C., Bolton, J. C., & Driese, S. G. (1990). A new classification of sandstone. Journal of Geological Education, 38(4): 343-347.

Briggs, L. I., JR. (1953). Upper Cretaceous sandstones of Diablo Range, California: Univ. California Pubs. Geol. Sci., v. 29, p. 417-443.

Brongniart, A. (1826). L' arkose, caractères minéralogiques et histoire géognostique de cette roche. Ann. Sci. Nat. 8: 113–163.

Casati, P., & Gnaccolini, M. (196). Geologia delle Alpi Orobie Occidentali: Riv. Italiana Paleontologia e Stratigrafia 73: 25-162.

Chanda, S. K. (1969). Calclithite fragments vs. extraclasts: A discussion. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1640-1641.

Chen, P-Y. (1968). A modification of sandstone classification: Journal of Sedimentary Petrology, 38: 54-60.

Cox, R., & Lowe, D. R. (1996). Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition, and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones. Journal of Sedimentary Research, 66(3): 548-558.

Crook, K. A. (1960). Classification of arenites. American Journal of Science, 258(6): 419-428.

Cummins, W. A. (1962). The greywacke problem. Geological Journal, 3(1): 51-72.

Demange, M. A. (2012). Mineralogy for Petrologists: optics, chemistry and occurrences of rock-forming minerals. CRC Press., 182 pags.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Research, 40(2): 695-707.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Alan Lindberg, F. & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94(2): 222-235.

Dott, R. H., JR. (1964). Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? Journal of Sedimentary Petrology, 34: 625-632.

Drummond, C. N. (2023). ON the classification of sandstones. Earth Sciences History, 42(1): 215-232.

Dutta, P. K. (1992). Climatic influence on diagenesis of fluvial sandstones. In Developments in Sedimentology (Vol. 47, pp. 191-252). Elsevier.

Espejo, I. S., & López-Gamundí, O. R. (1994). Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin; the El Imperial Formation (Mid

Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. Journal of Sedimentary Research, 64(1a): 8-16.

Folk, R.L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journal of Geology, 62: 344–359.

Folk, R.L. (1968). Petrography of sedimentary rocks: Austin, Tex., Hemphill's Bookstore, 170 p.

Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13(4): 937-968.

Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—sedimentary petrology upgraded. Sedimentary Geology, 336: 3–13.

Garzanti, E. (2017). The maturity myth in sedimentology and provenance analysis. Journal of Sedimentary Research, 87(4): 353-365.

Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. Earth-science reviews, 192: 545-563.

Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, A., & Vezzoli, G. (2018a). Sedimentary processes controlling ultralong cells of littoral transport: Placer formation and termination of the Orangesand highway in southern Angola. Sedimentology, 65: 431–460.

Garzanti, E., Vermeesch, P., Al-Ramadan, K., Andò, S., Limonta, M., Rittner, A., &Vezzoli, G. (2018b). Tracing Transcontinental Sand Transport: from Anatolia–Zagros to the Rub' Al Khali Sand Sea. Journal of Sedimentary Research, 87 (11): 1196–1213.

Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese: Correlazioni con il flysch di Monghidoro. Mineral. Petrogr. Acta, 12: 69–97.

Gilbert, C. M. (1954). Sandstones. En Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections (Williams, D.F., Turner, F.J. and Gilbert, C.M., 1° edición W.H. Freeman, San Francisco, 406 páginas.

Gilbert, C. M. (1982). Sandstones. En Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections (Williams, D.F., Turner, F.J. and Gilbert, C.M., 2° edición W.H. Freeman, San Francisco, 626 páginas.

Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Research, 58(5): 820-829.

Houghton, H. F. (1980). Refined techniques for staining plagioclase and alkali feldspars in thin section. Journal of Sedimentary Petrology 50: 629-631.

Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. Journal of Sedimentary Research, 32(3): 440-450.

Ingersoll, R.V., & Suczek, C.A. (1979). Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218. Journal of Sedimentary Petrology, 49: 1217–1228.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & Sares, S.W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, 54: 103–116.

Ito, M., & Masuda, F. (1986). Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zone: Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, central Honshu, Japan. Sedimentary Geology, 49(3-4): 223-259.

Jabbour, G., Márquez, R., & Guerra, I. (2009). Un modelo para la clasificación de areniscas. Ciencia e Ingeniería, 30(3): 219-228.

Jameson, R. (1805). A Mineralogical Description of the County of Dumfries: Edinburgh, Bell and Bradfute, 185 p.

Johannsen, A. (1920). A quantitative mineralogical classification of igneous rocks: Revised. The Journal of Geology, 28(3): 210-232.

Ketzer, J. M., &Morad, S. (2006). Predictive distribution of shallow marine, low-porosity (pseudomatrix-rich) sandstones in a sequence stratigraphic framework—example from the Ferron sandstone, Upper Cretaceous, USA. Marine and Petroleum Geology, 23(1): 29-36.

Klein, G. D. V. (1963). Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature, 1940–1960. Geological Society of America Bulletin, 74(5): 555-576.

Krumbein, W. C., & Pettijohn, F. J. (1938). Manual of sedimentary petrography. New York and London. 549 págs.

Krynine, P.D. (1948). The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. Journal of Geology, 56: 130-165.

Lasius, G. (1789). Beobachtungen ¨uber die Harzgebirge, nebst einem Profilrisse, als ein Beytrag zur mineralogischen Naturkunde: Hannover, Helwingischen Hofbuchhandlung, p. 132–152.

Limarino, C. O., & Caselli, A. (1995). Cherts (ftanitas) y niveles de solidificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 2(1-2): 37-56.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98: 102480.

Lindsey, D. A. (1999). An evaluation of alternative chemical classifications of sandstones (No. 99-346). US Geological Survey.

Luo, J. L., Morad, S., Salem, A., Ketzer, J. M., Lei, X. L., Guo, D. Y., & Hlal, O. (2009). Impact of diagenesis on reservoir-quality evolution in fluvial and lacustrine-deltaic sandstones: evidence from Jurassic and Triassic sandstones from the Ordos Basin, China. Journal of Petroleum Geology, 32(1): 79-102.

Mack, G. H., & Jerzykiewicz, T. (1989). Detrital modes of sand and sandstone derived from andesitic rocks as a paleoclimatic indicator. Sedimentary Geology, 65(1-2): 35-44.

Mackie, W. (1899). LV. The Felspars Present in Sedimentary Rocks as Indicators of the Conditions of Contemporaneous Climate. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 7(4): 443-468.

Marchese, H. G., & Garrasino, C. A. F. (1969). Clasificación descriptiva de areniscas: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24: 281-286.

McBride, E. F. (1962). The term graywacke. Journal of Sedimentary Petrology, 32: 614-615.

McBride, E. F. (1963). A classification of common sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 33: 664-669.

McBride, E. F., & Picard, M. D. (1987). Downstream changes in sand composition, roundness, and gravel size in a short-headed, high-gradient stream, northwestern Italy. Journal of Sedimentary Research, 57(6): 1018-1026.

Middleton, G. V. (1960). Chemical composition of sandstones. Geological Society of America Bulletin, 71(7): 1011-1026.

Mizutani, S. (1957). Permian sandstones in the Mugi area, Gifu Prefecture, Japan: Nagoya Univ. Earth Science Journal, 5: 135-151.

Mork, M. B. E. (1999). Compositional variations and provenance of Triassic sandstones from the Barents Shelf. Journal of Sedimentary Research, 69(3): 690-710.

Mount, J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. Sedimentology, 32(3): 435-442.

Net, L. I., & Limarino, C. O. (2000). Caracterización y origen de la porosidad en areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero superior), Cuenca Paganzo, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 7(1-2): 49-72.

Okada, H. (1967). Non-greywacke "turbidite" sandstones in the Welsh geosyncline. Sedimentology, 7: 211–232.

Okada, H. (1971). Classification of sandstone: analysis and proposal. The Journal of Geology, 79(5): 509-525.

Packham, G. H. (1954). Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones. American Journal of Science, 252(8): 466-476.

Pettijohn, F. J. (1949). Sedimentary rocks. Harper y Brothers, primera edición, New York

Pettijohn, F.J. (1954). Classification of sandstones. Journal of Geology, 62: 360–365.

Pettijohn, F. J. (1957). Sedimentary rocks. Harper y Brothers, Segunda edición, New York, 718 págs.

Pettijohn, F. J. (1972). Sedimentary rocks, third edition: New York, Harper & Row, 628 págs.

Pettijohn, F. J. (1963). Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sands, in Fleischer, M., ed., Data of Geochemistry, sixth edition, U. S. Geological Survey Professional Paper 440-S, 21 p.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). Petrography of common sands and sandstones. In Sand and Sandstone (pp. 139-213). Springer, New York, NY.

Plumley, W. J. (1948). Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport: Jour. Geology, 56: 526-577.

Potter, P. E. (1986). South America and a few grains of sand: part 1: beach sands. The Journal of Geology, 94(3): 301-319.

Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 23: 117-119

Rieser, A. B., Neubauer, F., Liu, Y., & Ge, X. (2005). Sandstone provenance of north-western sectors of the intracontinental Cenozoic Qaidam basin, western China: Tectonic vs. climatic control. Sedimentary Geology, 177(1-2): 1-18.

Rieu, R., Allen, P. A., Plotze, M., & Pettke, T. (2007). Compositional and mineralogical variations in a Neoproterozoic glacially influenced succession, Mirbat area, south Oman: Implications for paleoweathering conditions. Precambrian Research, 154(3-4): 248-265.

Rodgers, J. (1950). The nomenclature and classification of sedimentary rocks. American Journal of Science, 248(5): 297-311.

Roigé Taribó, M., Gómez Gras, D., & Remacha Grau, E. (2013). Procedencia de las areniscas y conglomerados de la sucesión estratigráfica del flanco sur del sinclinal de Santa Orosia (Bartoniense y Priaboniense inferior de la cuenca de Jaca). Geogaceta, 53: 93-96.

Roigé, Tarribó M., Gómez-Gras, D., Remacha, E., Daza, R., & Boya, S. (2016). Tectonic control on sediment sources in the Jaca basin (Middle and Upper Eocene of the South-Central Pyrenees). Comptes Rendus Geoscience, 348(3-4): 236-245.

Roy, D. K., & Roser, B. P. (2013). Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. Gondwana Research, 23(3): 1163-1171.

Potter, P. E. (1986). South America and a few grains of sand: part 1: beach sands. The Journal of Geology, 94(3): 301-319.

Russell, R.D. (1937). Mineral composition of Mississippi River sands. Geological Society of America, Bulletin, 48: 1307–1348.

Saitoh, Y., & Masuda, F. (2004). Miocene sandstone of 'continental' origin on Iriomote Island, southwest Ryukyu Arc, Eastern Asia. Journal of Asian Earth Sciences, 24(2): 137-144.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial 1, Asociación Argentina de Sedimentología. 257 págs. Buenos Aires.

Solano-Acosta, W., & Dutta, P. K. (2005). Unexpected trend in the compositional maturity of second-cycle sand. Sedimentary Geology, 178(3-4): 275-283.

Suttner, L. J., & Dutta, P. K. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Research, 56(3): 329-345.

Valloni, R., & Zuffa, G. G. (1984). Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. Geological Society of America Bulletin, 95(9): 1035-1039.

Van Andel, T. H. (1958). Origin and classification of Cretaceous, Paleocene, and Eocene sandstones of western Venezuela. AAPG Bulletin, 42(4): 734-763.

Weltje, G. J. (2012). Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments. Sedimentary Geology, 280: 4–20.

Zuffa, G. G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, 50: 21-29.

CAPÍTULO 7: SUITES DE ARENISCAS

- *Introducción*
- *Suite de arenitas cuarzosas*
- *Suite de arcosas potásicas*
- *Suite de arcosas plagioclásicas*
- *Suite de arenitas líticas volcánicas*
- *Suite de arenitas líticas sedimentarias y metamórficas*
- *Suite de wackes*
- *Suite de las areniscas intracuencales, híbridas y misceláneas*

INTRODUCCIÓN

El propósito de este capítulo es describir las características de los principales tipos de areniscas, para ello seguiremos un agrupamiento en siete suites, el que simplifica los esquemas de clasificación petrográfica previamente discutidos. Algunas consideraciones que deben ser tenidas en cuenta con respecto a la división en suites son: 1. El esquema de suites no constituye una propuesta de clasificación, sino solo un intento de reunir a areniscas con características similares para una adecuada descripción, 2. La gradación entre las suites es continua, por lo tanto sus pasajes son transicionales, 3. Para la definición de suites ha sido primeramente tenido en cuenta el porcentaje de matriz para separar arenitas (menos de 15% de matriz) de wackes (más de 15% de matriz, Fig. 7.1A), 4. En el caso de las arenitas se emplea un tetraedro que muestra la distribución de las suites en función de la composición de los clastos (Fig. 7.1 B y C), y 5. Aunque el agrupamiento presentado refleja en gran medida la litología de las áreas de proveniencia, el esquema de suites es totalmente descriptivo y no genético.

Para la caracterización de las suites de arenitas se ha utilizado el tetraedro de la figura 7.1B, donde los cinco componentes clásticos principales ocupan los vértices (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos y clastos intraformacionales). En particular, el vértice superior (Q) incluye al cuarzo monocristalino, policristalino y a eventuales fragmentos de cuarcitas, Fk a la totalidad de los feldespatos potásicos (ortosa, microclino y sanidina), Fp a las plagioclasas cualquiera sea su composición, FLA a los fragmentos líticos afaníticos, es decir, aquellos de grano fino que perdurarán como clasto lítico independientemente del tamaño de grano de la arenisca. Finalmente, el vértice CI corresponde a los clastos intraformacionales, que, aunque no frecuentes, pueden aparecer en diferentes proporciones en algunas areniscas.

Dentro del tetraedro (Fig. 7.1B) se ha representado la posición de cada una de las suites, obsérvese que el campo de las areniscas intraformacionales e híbridas aparece representado en el vértice y en la cara posterior en color gris. La figura 7.1C representa

el tetraedro no desplegado, en el que, para una mejor visualización de las suites principales de areniscas, se han considerado únicamente a los componentes extracuencales. Finalmente, el cuadro de la figura 7.2 resume la composición y características de las diferentes suites. Es importante destacar que las áreas de proveniencia mencionadas en la tercera columna del cuadro son solo las más frecuentes y que otras rocas fuentes son también plausibles.

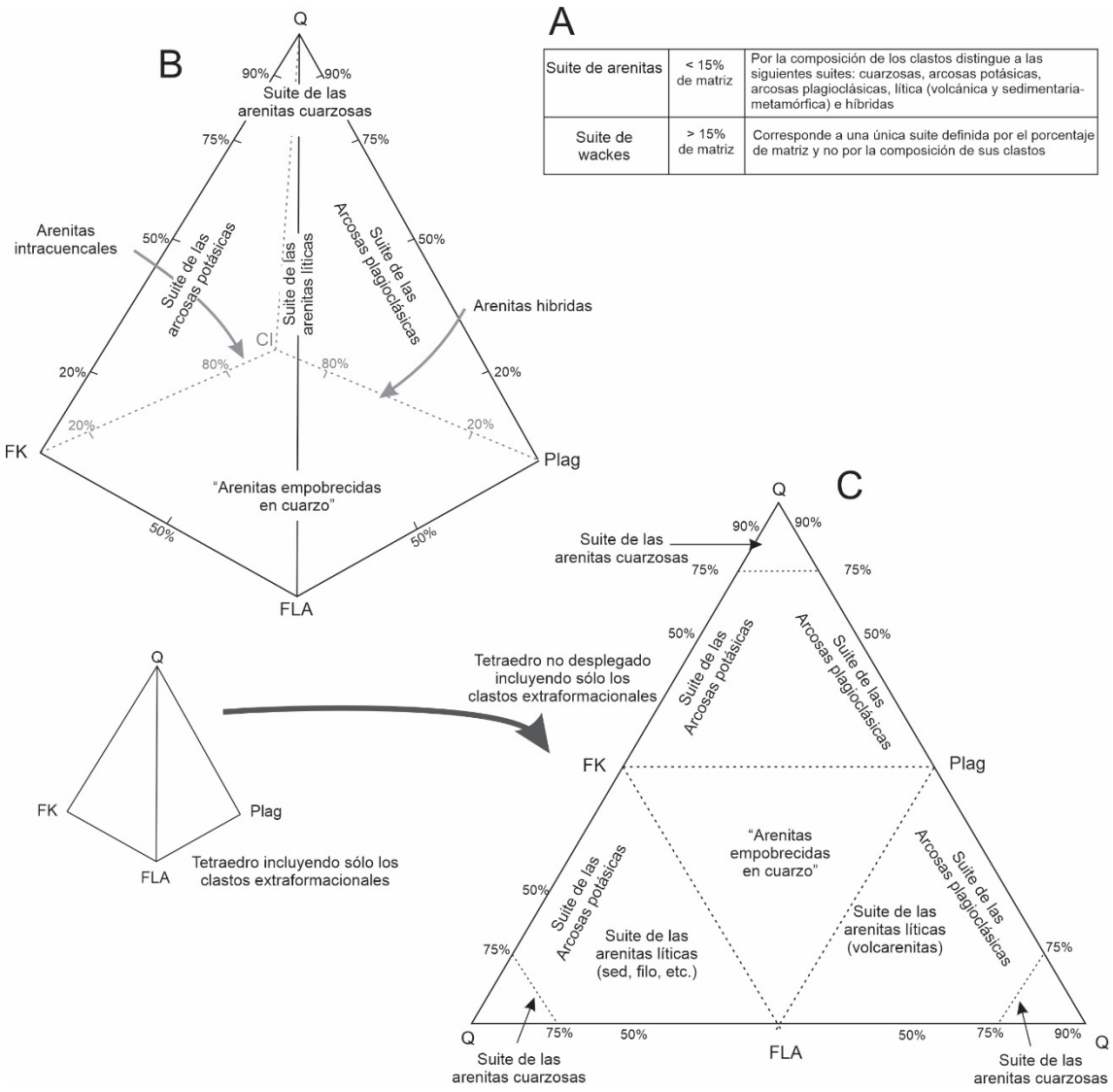


Figura 7.1. Diagramas en los que se representa la división en suites utilizada en este capítulo, los valores porcentuales son solo orientativos y no deben tomarse estrictamente como límites para cada suite. Nótese que además de la distribución de las suites de areniscas se han señalado la posición de las "areniscas empobrecidas en cuarzo", de las intraformacionales y de las híbridas cuyas características son discutidas en el texto. A y B. Tetraedro en cuyos vértices se ubican los componentes clásticos presentes en areniscas y la distribución de las diferentes suites (Referencias: Q resistatos silíceos, Fk feldespatos potásicos, Fp plagioclasas, FLA a los fragmentos líticos afaníticos y CI clastos intraformacionales), C. Representación bidimensional (tetraedro no desplegado) correspondiente a los fragmentos extraformacionales donde se indica la posición de cada suite.

Suite de arenisca	*Composición*	*Comentarios*
Arenitas cuarzosas Qt>>Fk+Fp+La	Alto a muy alto contenido de cuarzo tanto mono como policristalino (>90%), incluye a las cuarcitas y arenitas cuarzosas de distintas clasificaciones.	Areniscas con alta madurez composicional resultantes, principalmente, de varios ciclos de erosión, depositación y diagénesis. Para aquellas areniscas con porcentajes de cuarzo superior al 80% podría aplicarse el término subcuarzosas.
Arcosas potásicas Fk><≈Qt, Ft>Lt y Fk>Fp	Contenido de cuarzo menor a 90% y mayor a 20%, feldespato potásico en mayor proporción que plagioclasa. Incluye a las arcosas originalmente descriptas como derivadas de la desintegración de granitos.	Por lo general, exhiben bajos contenidos de fragmentos líticos, en especial, de aquellos de origen volcánico. El feldespato potásico incluye tanto a la ortosa como al microclino. Frecuentemente indica derivación de rocas cristalinas.
Arcosas plagioclásicas Fp><≈Qt o Fp>Fk Ft>Lt	Aunque en la mayoría de los diagramas de clasificación petrográfica grafican junto con las arcosas potásicas, el contenido de plagioclasa predomina sobre el feldespato potásico.	Muy comunes en áreas de derivación volcánica, por lo que suelen estar asociados a este tipo de líticos. En ocasiones muestran bajos contenidos de cuarzo e incluso en transición a areniscas empobrecidas en cuarzo.
Arenitas líticas dominadas por metamorfitas de bajo grado o sedimentitas Lt><≈Qt, Lt>Fk+Fp, Ls+Lm>Lv	Dominan los clastos líticos de textura afírica de sedimentitas y metamorfitas, los que superan a la cantidad total de feldespatos. El contenido de cuarzo varía por lo general entre 75% y 20%.	Frecuentemente indican derivación de fajas plegadas y corridas con limitada participación volcánica. Comprenden un amplio grupo de clastos que incluyen aquellos de origen sedimentario, metamórfico de bajo grado y carbonático.
Arenitas líticas dominadas por volcanitas Lt><≈Qt, Lt>Fk+Fp, Ls+Lm<Lv	Dominan los clastos líticos de textura afírica de volcanitas, los que superan a la cantidad total de feldespatos, el contenido de cuarzo varía entre 75% y 20%. La proporción de fragmentos de sedimentitas y metamorfitas es por lo general baja.	Predominan fragmentos de volcanitas con variable porcentaje de cuarzo. Aunque indudablemente derivados de áreas volcánicas su emplazamiento es variable pues pueden corresponder tanto a áreas de arco magmático como a segmentos volcánicos desarrollados en cuencas extensionales.
Wackes Más del 15 % de matriz	Se agrupan en esta suite todas aquellas areniscas con más de un 15% de matriz independientemente de la composición de los clastos.	Frecuentemente se forman a partir de flujos densos. Eventualmente, la composición de los clastos puede brindar información sobre el área fuente.
Arenitas híbridas e intracuencales CI≈CE	Corresponden a un tipo muy poco frecuente de areniscas en las cuales los fragmentos intracuencales se presentan en más de un 80% con respecto a los extracuencales (arenitas intracuencales) o entre el 20% y el 80% (arenitas híbridas).	Aunque poco frecuentes en el registro geológico su presencia puede ser importante pues, en ocasiones, marcan eventos singulares (brechas transgresivas en ambientes litorales, brechas de mínimo espacio de acomodación en algunas secuencias fluviales, etc.).

Figura 7.2. Composición mineralógica y principales características de las diferentes suites de areniscas. Referencias: Qt: cuarzo total, Fk: feldespatos potásicos, Fp: feldespatos correspondientes a plagioclasas, Lt: fragmentos líticos totales, La: fragmentos líticos afaníticos, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Lm: fragmentos líticos metamórficos. Las rocas fuentes mencionadas en la tercera columna son solo las más comunes y otras áreas de proveniencia son también frecuentes.

SUITE DE ARENITAS CUARZOSAS

Este grupo reúne a areniscas con un porcentaje muy elevado (por lo general, mayor al 90%) de cuarzo, fragmentos líticos de cuarcitas, ftanitas y chert. El elevado porcentaje de los clastos silíceos supera holgadamente a los valores presentes en granitoides y metamorfitas de alto grado como gneises y migmatitas. Por ejemplo, la mayor parte de los granitos (sean sienogranitos o monzogranitos), las granodioritas y las tonalitas muestran cantidades menores al 60% de cuarzo, e incluso los granitoides ricos en cuarzo no superan la barrera del 90%.

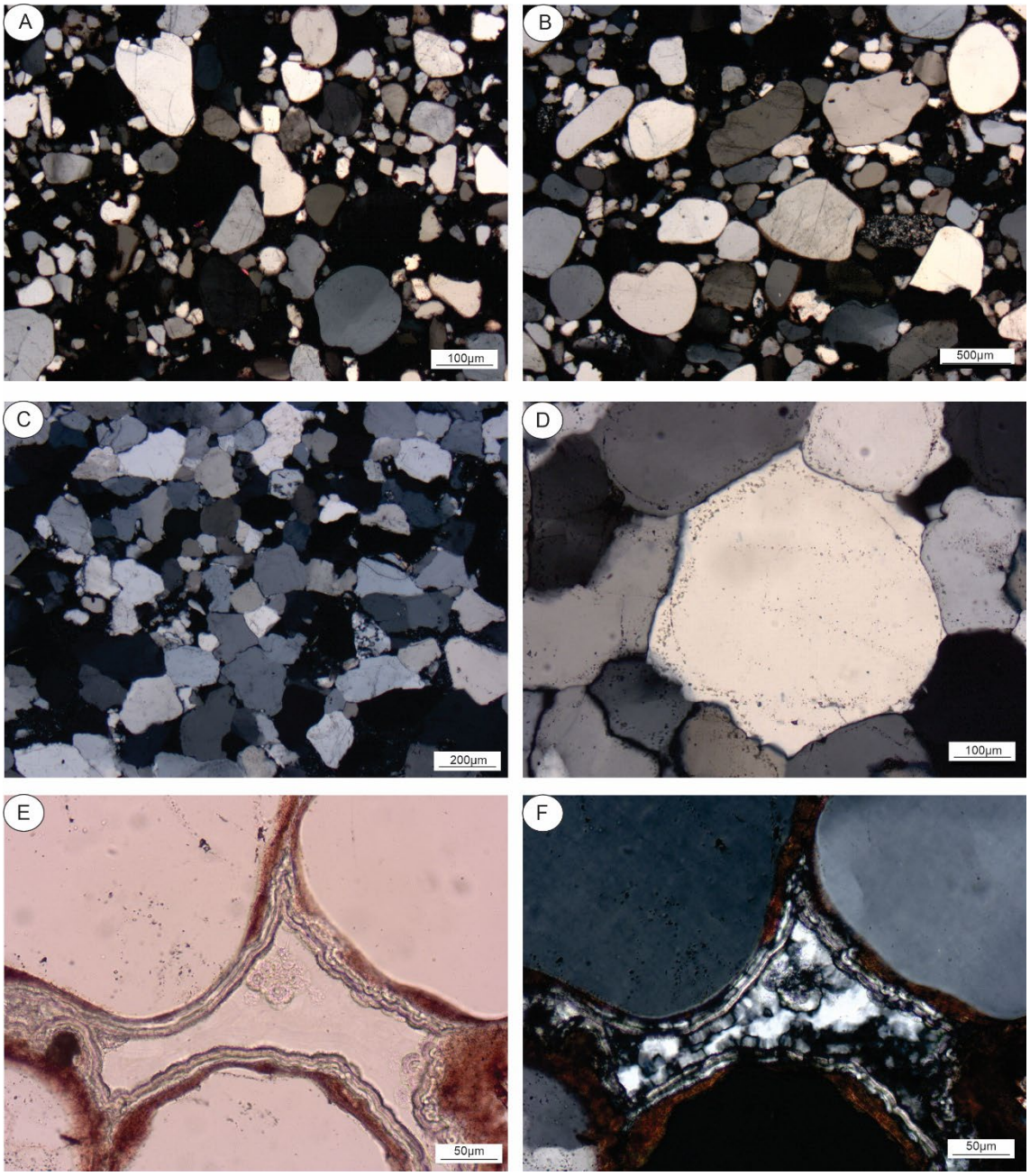


Figura 7.3. Arenitas cuarzosas mostrando diferentes texturas y cementos: A y B. Dos ejemplos donde existe una gradación en el tamaño de grano desde clastos de arena muy fina a mediana (véase también Fig. 7.5), obsérvese el buen redondeamiento de algunos clastos (especialmente los de arena mediana, nicoles cruzados); C. Arenitas cuarzosa altamente compactadas dominadas por contactos cóncavo-convexos y suturados (nicoles cruzados); D. Ejemplo de crecimiento secundario de cuarzo desarrollado antes de los contactos suturados, esta relación sugiere dos etapas de cementación, la primera comprende al crecimiento secundario, muy probablemente formado durante la eodiagénesis, y la segunda a la cementación asociada a los contactos suturados durante la mesodiagénesis avanzada (nicoles cruzados); E. Dos tipos de cementos silíceos, el primero, ópalo con textura coloforme, dispuesto como cobertura sobre la superficie de los granos sin guardar con ellos continuidad óptica, el segundo corresponde a calcedonia como cemento intergranular (nicoles paralelos); F. La misma foto que E pero con nicoles cruzados.

Por lo tanto, las arenitas cuarzosas derivadas de rocas cristalinas necesariamente requieren de la concentración de cuarzo en detrimento de feldespatos y fragmentos líticos, frecuentemente como resultado de varios ciclos de erosión, transporte y depositación.

Esta suite incluye tanto a las ortocuarcitas (Krynine, 1948; Pettijohn, 1954; Folk, 1954) como a una gran parte de las arenitas cuarzosas (Williams et al., 1954; Gilbert, 1954; Dott, 1964; Folk, 1974) cuyas características pueden resumirse en los siguientes puntos: 1. Presencia casi excluyente de granos de cuarzo (pudiendo llegar al 99% del total de la arenisca), 2. Ausencia casi completa de fragmentos altamente inestables como micas, anfíboles o piroxenos, 3. Extremadamente baja proporción de feldespatos y fragmentos líticos, 4. Por lo general muy bajo contenido de matriz, 5. Clastos frecuentemente bien a extremadamente bien redondeados (Fig. 7.3B), y 6. En algunos casos presencia de minerales pesados traslucidos como zircón, titanita o rutilo (McBride, 1963; Pettijohn et al., 1972; Pettijohn, 1975; Suttner et al., 1981; Chandler, 1988; Boggs, 2009). Una síntesis de la terminología aplicada a las areniscas ricas en cuarzo aparece en la figura 7.4 y algunos ejemplos de arenitas cuarzosas en las figuras 7.3 y 7.5.

La mayor parte de las arenitas cuarzosas muestran mucha mayor proporción de cuarzo monocristalino en relación con cuarzo policristalino de grano fino (chert y ftanita) e incluso de grano grueso (aquel cuarzo de más de tres subgranos con extinción fragmentosa, véase Capítulo 6). Sin embargo, en aquellas areniscas cuarzosas de un solo ciclo, el tipo de cuarzo puede estar muy condicionado por la roca fuente, así, por ejemplo, en las derivadas de áreas miloníticas el porcentaje de cuarzo policristalino puede aumentar notablemente e incluso superar, en raros casos, al monocristalino.

Los cementos dominantes en este tipo de arenisca son los silíceos, tanto crecimientos secundarios como de oclusión intergranular compuestos de micro o megacuarzo, la ocasional presencia de ópalo con textura coloforme solo se presenta en areniscas neógenas o más jóvenes (Fig. 7.3 D, E, F). Algo menos común, pero no infrecuente, es el cemento carbonático, por lo general calcita, raramente siderita o dolomita. En algunos casos, este tipo de cemento demuestra haber precipitado luego de una fase diagenética de incipiente disolución de los clastos cuarzosos y con mucha menos asiduidad como cemento poikilítico.

Finalmente, un tercer tipo de cemento corresponde a hematita, la que le confiere un color rojizo característico a la arenisca (Fig. 7.5. A, B, C y D). Por lo general, la hematita (mucho menos frecuentemente magnetita) se dispone como cemento de cobertura sobre la superficie de los granos (Scasso y Limarino, 1997). Otros cementos mucho menos comunes son los parches de hematita ocluyendo el espacio intergranular, la anhidrita y las cloritas (Spoetl et al., 1994).

Las arenitas cuarzosas son mineralógicamente rocas maduras a supermaduras tanto por la relación entre minerales livianos estables versus inestables (cuarzo+chert+líticos cuarzosos/feldespatos+fragmentos líticos), como por su índice ZTR (zircón-turmalina-rutilo). También suelen ser supermaduras desde el punto de vista químico ya que por lo general están formadas en más de un 95% de SiO_2 (Krynine, 1948; Pettijohn, 1949, 1954;

Hubert, 1962; Pettijohn et al., 1972; Suttner y Dutta, 1986; Boggs, 2009; Lorentzen et al., 2020).

Desde el punto de vista textural, aunque la presencia de matriz no invalidaría su inclusión en la suite de arenitas cuarzosa, es un hecho que los porcentajes de matriz son extremadamente bajos (por lo general, menor al 5% y en ocasiones al 1%), por lo que los wackes cuarzosos son rocas poco frecuentes cuando se las compara con las arenitas cuarzosas. Desde el punto de vista textural, las arenitas cuarzosas exhiben elevada selección granulométrica y distribuciones casi invariablemente unimodales, sin embargo, en algunos casos pueden mostrar gradación continua de tamaño de grano, especialmente desde arena muy fina a mediana (Fig. 7.5 A y B).

Sumario de la terminología aplicada a areniscas pertenecientes a la suite de arenitas cuarzosas

Arenita cuarzosa (*sensu* Skolnick, 1965): una variante del término cuarcita en los casos de areniscas menos cementadas donde la fractura se produce alrededor de los granos.

Arenita cuarzosa (según varios autores): Areniscas con más del 80%, 90% o 95% de cuarzo (según las clasificaciones, por ejemplo, Dott, 1964; Folk, 1974).

Arenita subcuarzosa: Término general para referirse a las areniscas con menos de un 90% de cuarzo y más de un 80% o 75% (según la clasificación). Reemplaza a los términos subarcosa y sublitoarenita de varios autores.

Cuarcita (*sensu* Murchison): originalmente empleado por Murchison (1860, e informes anteriores inéditos) para describir areniscas silúricas metamorfizadas con elevada cantidad de cuarzo, por lo tanto, aplicado a metamorfitas (sin caracterización petrográfica).

Cuarcita (*sensu* Hayden): Utilizado para areniscas ricas en cuarzo por Hayden (1872, sin caracterización petrográfica).

Cuarcita (*sensu varios autores*): Empleado en un sentido general para rocas cuarzosas fuertemente cementadas (comúnmente por sílice) con fractura irregular a través de granos y cemento. Para más información véase Skolnick (1965) y Howard (2005).

Metacuarcita: Término propuesto por Krynine (1948) para las cuarcitas de origen metamórfico.

Ortocuarcita: Término propuesto por Krynine (1948) para las cuarcitas de origen diagenético.

Protocuarcita (*sensu* Bokman, 1955: 203): Denominación propuesta por Bokman para caracterizar a aquellas areniscas cuarzosas que tienen menos de un 90% de cuarzo, 20% de arcilla y 25% de fragmentos lábiles. Autores posteriores aumentaron el porcentaje de fragmentos líticos.

Wacke cuarzoso: Similar a arenita cuarzosa pero con más de un 10% o 15% de matriz (según la clasificación).

Figura 7.4. Algunos términos petrográficos empleados para referirse a las areniscas que integran la aquí llamada suite de las arenitas cuarzosas.

Como se ha dicho, la composición química promedio de las arenitas cuarzosas muestra un muy elevado porcentaje de SiO_2 mayor al 90% y, en algunos casos, próximo al 99%. Los valores de Al_2O_3 son bajos por lo general menores al 4% siendo la relación

SiO_2/Al_2O_3 en promedio mayor a 40. En lo que respecta a la distribución de hierro total es frecuentemente menor al 1,5%, siendo la relación Fe_2O_3/FeO por lo común mayor a 1. La cantidad de CaO y MgO depende fuertemente de la presencia de cementos carbonáticos y en su ausencia es baja, como también lo son los porcentajes de Na_2O y K_2O (Scasso y Limarino, 1997).

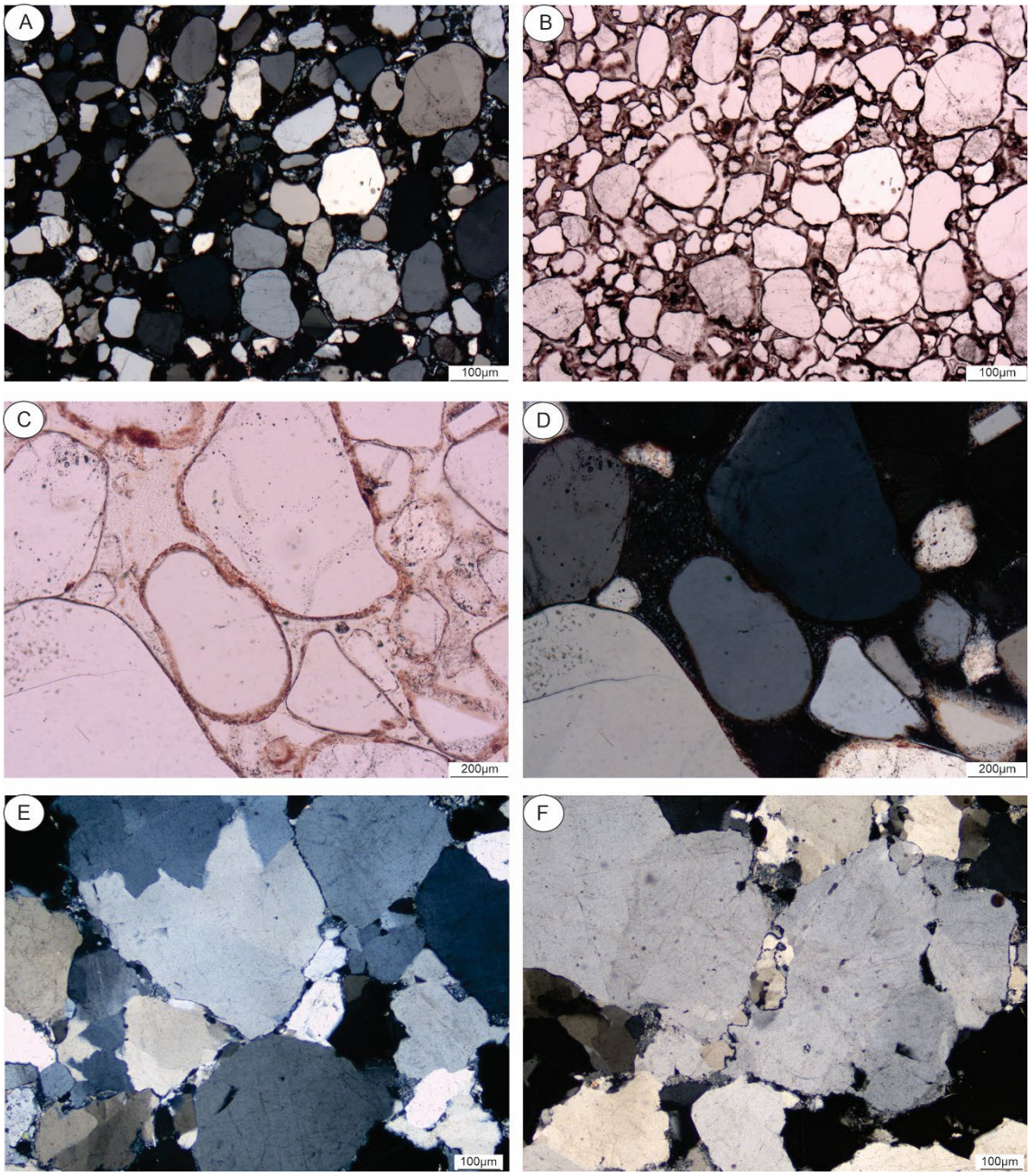


Figura 7.5. A (nicoles cruzados) y B (nicoles paralelos), la misma arenita cuarzosa de la figura 7.3A mostrando la gradación de tamaño de grano desde arena muy fina a mediana; C. Arenita cuarzosa exhibiendo una primera fase de cementación de óxido de hierro (hematita) como *coating* y una segunda de microcuarzo como cemento intergranular (nicoles paralelos); D. La misma muestra que C pero con nicoles cruzados; E. y F. Arenitas cuarzosas mostrando fábricas dominadas por contactos suturados (nicoles cruzados).

Las arenitas cuarzosas pueden formar secuencias de cientos hasta miles de metros de espesor, siendo más frecuentes aquellas depositadas en ambientes marinos, especialmente costeros, que en continentales (Chandler, 1988). En el caso de las arenitas cuarzosas formadas en ambientes continentales, han sido citadas en areniscas de origen eólico (Muhs, 2004) y menos comúnmente en depósitos fluviales, aunque en ambos casos un origen policíclico no debería ser descartado (Garzanti, 2013; 2014).

Secuencias espesas de arenitas cuarzosas parecen tener una distribución irregular en el registro geológico. Pettijohn et al. (1972) y Pettijohn (1975) señalaron su preponderancia en el Proterozoico y en el Paleozoico inferior (véase también Visser, 1974 y compárese con la distribución de conglomerados cuarzosos señalada en el Capítulo 8 de este libro). Una discusión acerca de la distribución de areniscas cuarzosas a través del tiempo puede verse en Chandler (1988), quien considerando la duración de cada uno de los períodos arriba citados definió tres picos de formación: 1) QP1 señala el pico de arenitas cuarzosas correspondientes al Paleozoico inferior, 2) QP2 al pico Permo-Triásico y 3) QP3 al pico Cretácico. Tanto QP1 como QP3 fueron interpretados como un reflejo de la gran extensión de sistemas marinos someros distribuidos en amplias plataformas continentales (Chandler, 1988). En lo que respecta a QP2 fue relacionado al crecimiento de campos eólicos vinculados a episodios de aridez durante la apertura de la Pangea permotriásica (Parrish et al., 1986; Chandler, 1988). Sin embargo, no queda claro por qué la acción eólica favorecería la formación de arenitas cuarzosas.

Una discusión aún abierta es si las arenitas cuarzosas son el resultado de varios ciclos de erosión y depositación (policíclicas) o bien si ellas pueden ser formadas como depósitos de primer ciclo (véase Suttner et al., 1981; Selley, 1982; Potter, 1986; Chandler, 1988; Johnsson et al., 1988; Howard, 2005; Garzanti, 2019; Eriksson y McClung, 2024).

Como lo mostraron Suttner et al. (1981), Potter (1986), Johnsson et al. (1988), entre otros, no es necesario suponer un origen policíclico para las arenitas cuarzosas, ya que muchas de ellas pueden formarse en un primer ciclo de meteorización, transporte y depositación. En este caso existen varios factores que favorecen la formación de arenitas cuarzosas de un solo ciclo: 1. Clima, 2. Distancia y agente de transporte, 3. Relieve, 4. Eventos de depositación transitoria y 5. Tipo de roca fuente.

Climas sumamente húmedos que favorecen la alteración de los clastos inestables, sean estos fragmentos líticos o feldespatos, conllevan a un aumento de los resistatos silíceos. Suttner et al. (1981) estudiaron la composición de arenas holocenas derivadas de rocas cristalinas depositadas por sistemas fluviales bajo distintas condiciones climáticas. De acuerdo con estos autores, aunque el mecanismo y agente de transporte pueden ser importantes, la formación de arenitas cuarzosas de primer ciclo es favorecida por la combinación de condiciones climáticas extremas (tropicales), topografía de bajo relieve y baja tasa de sedimentación. Como la conjunción de estos factores no es muy frecuente en el registro geológico, Suttner et al. (1981) concluyen que la mayor parte de las arenitas cuarzosas son de origen policíclico.

Basu (2020) mostró que la formación de arenitas cuarzosas de primer ciclo, a partir de rocas de basamento (granitoides), difícilmente pueda ser solo explicada por las

condiciones climáticas. De acuerdo con sus cálculos, y utilizando los datos presentados por Franke (2009), para generar arenitas con porcentajes de cuarzo superiores al 95% es necesaria combinación de una meteorización química agresiva, acompañada de alteración durante el transporte a lo largo de distancias relativamente largas. Por lo tanto, Basu (2020) sugiere reconsiderar las interpretaciones de climas húmedos y cálidos como el único escenario para la formación de arenitas cuarzosas de primer ciclo.

Ejemplo de arenas cuarzosas de primer ciclo fueron analizadas en depósitos marinos costeros por Potter (1986) y Johnsson et al. (1988). El primero de los autores citados reportó arenas de primer ciclo con modas Q_{91}-F_4-Lt_5 en playas de Sud América derivadas de rocas cristalinas de los escudos de Guyana y Braziliano. Similar resultado fue obtenido por Johnsson et al. (1988) al realizar estudios composicionales similares sobre arenas de la cuenca de drenaje del Río Orinoco. Ejemplos de areniscas cuarzosas de primer ciclo en el registro geológico han sido sugeridos por Herrmann et al. (2003), Avigad et al. (2005) y Simpson et al. (2012).

Los criterios de distinción entre "cuarcitas" de origen sedimentario (ortocuarcitas) y metamórfico (metacuarcitas) fueron revisados por Howard (2005). Aunque la separación entre las rocas de origen sedimentario y metamórfico pareciera ser obvia, solo lo es desde el punto de vista teórico, ya que el cuarzo no es un mineral susceptible a cambios notables que permitan establecer límites claros entre la diagénesis profunda, el anquimetamorfismo y el metamorfismo de bajo grado (Fig. 7.6).

CARACTERÍSTICA	***SEDIMENTARIO (DIAGÉNESIS)***	***METAMÓRFICO (BAJO GRADO)***	***METAMÓRFICO (MEDIANO-ALTO GRADO)***
Contactos desde tangenciales a cóncavo-convexos	Ocasionales	Ausentes a extremadamente raros	Ausentes
Contactos suturados	Ocasionales a frecuentes	Frecuentes	Muy frecuentes
Bordes poligonizados	Ocasionales	Ocasionales a frecuentes	Frecuentes
Inclusiones fluidas alineadas	Ocasionales	Ocasionales a raras	Muy raras
Microestructuras sedimentarias	Ocasionales a frecuentes	Ocasionales a raras	Ausentes a muy raras
Porosidad intergranular	Restos de porosidad	Ausente o muy rara	Ausente
Disolución de minerales accesorios	Ocasionales	Ausentes	Ausentes a muy rara
Cementos de cobertura (*coatings*)	Frecuentes	Raros	Ausentes a muy rara
Textura sacaroide	Ausente	Frecuente	Variable a parcialmente preservada
Textura en mortero	Ausente	Ocasional	Frecuente
Textura porfiroblástica	Ausente	Ocasional	Frecuente

Figura 7.6. Principales características petrográficas que permiten diferenciar ortocuarcitas y metacuarcitas. Resumido de datos presentados por Gilbert (1954), Howard (2005) y observaciones propias.

Es por ello que resulta crucial analizar los cambios texturales, de fábrica y disposición de cementos de las cuarcitas para asegurar su origen sedimentario o metamórfico. En la figura 7.6 se enumeran las principales diferencias resumiendo la información presentada por Gilbert (1954), Howard (2005) y observaciones propias.

En lo que corresponde a los contactos entre granos, las arenitas cuarzosas pueden mostrar contactos desde tangenciales a cóncavo-convexos (en algunos casos suturados, Fig. 7.5 E y F). Al producirse la recristalización metamórfica, los contactos suturados son dominantes desapareciendo los tangenciales. Al mismo tiempo, las fajas de inclusiones fluidas que, en algunos casos, se disponen en el contacto entre clastos y cemento, desaparecen progresivamente al aumentar el metamorfismo.

De igual forma, las microestructuras sedimentarias (microlaminaciones ondulíticas, horizontales, etc.) se tornan difusas e incluso desaparecen durante la evolución metamórfica. La presencia de porosidad intergranular y la disolución parcial de minerales inestables como el feldespato, generando porosidad secundaria intragranular, son rasgos importantes para suponer un origen diagenético para la roca, como así también la existencia de bien desarrollados cementos de cobertura.

En contraposición las texturas sacaroide, en mortero e incluso porfiroblástica son fuertes indicios del desarrollo de metamorfismo.

SUITE DE LAS ARCOSAS POTÁSICAS

En la totalidad de las clasificaciones petrográficas discutidas en el Capítulo 6, las arcosas o sus equivalentes arenitas feldespáticas y subfeldarenitas (según la clasificación empleada) corresponden a rocas en las que la cantidad de feldespatos supera a los fragmentos líticos, sin entrar a considerar el tipo de feldespato dominante.

Sin embargo, en nuestra opinión, el tipo de feldespato presente es un rasgo importante que debe ser especialmente considerado, no solo para una mejor descripción de la roca, sino también porque puede ser indicativo de las características del área de aporte, condiciones paleoclimáticas e incluso condicionar algunos patrones diagenéticos (Fig. 7.7). Es por ello que el campo de las arcosas ha sido dividido entre aquellas dominadas por feldespato potásico (mayormente ortosa y microclino) y en las que prevalece la plagioclasa. Para el primer grupo utilizamos aquí la denominación informal de arcosas potásicas (tratadas en esta sección), mientras que para el segundo el de arcosas plagioclásicas, las que serán descriptas en el próximo apartado.

En lo que concierne a las arcosas potásicas representan conceptualmente a la "*arkose*" originalmente descripta por Brongniart (1823) como areniscas ricas en feldespato y cuarzo. Un siglo más tarde, Cayeux (1929) le asignó al término arcosa un tamaño granulométrico de sus clastos intermedio entre la arena y la grava. Esta dualidad entre composición y tamaño de grano llevó a cierta confusión solucionada por Allen (1936), quien definió a la arcosa como *"A sandstone containing 25 or more percent of feldspars usually derived from the disintegration of acid igneous rocks of granitoid texture"*.

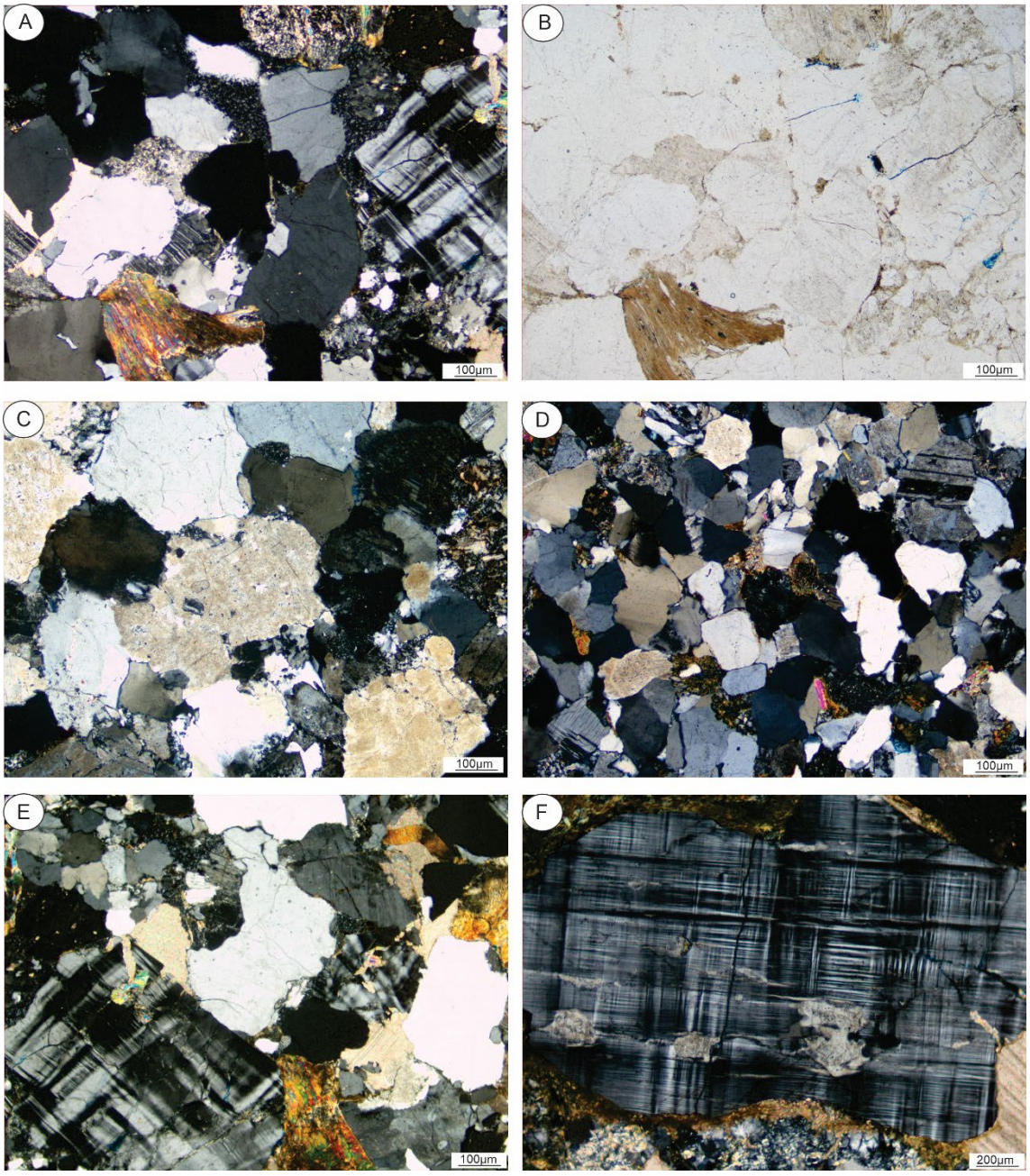


Figura 7.7. Características de las areniscas pertenecientes a la suite de arcosas potásicas: A. Vista general de una arcosa mostrando el predominio de clastos de cuarzo, feldespato potásico (microclino) y plagioclasa junto a una lámina de muscovita. Nótese el cemento de caolinita que rellena gran parte del espacio intergranular (nicoles cruzados), B. la misma foto que A, pero con nicoles paralelos, C. Arenita arcósica en la que predomina el feldespato potásico (ortosa) y el cuarzo, D. similar a la foto anterior, pero en este caso la proporción de plagioclasa es mayor y el tamaño de grano algo más fino, E. Típica arcosa mostrando la preponderancia de granos de cuarzo, microclino, ortosa y plagioclasa junto a láminas de micas (muscovita). F. Detalle de un clasto de microclino con su característico maclado en tablero de ajedrez, nótese que a lo largo de planos de fracturas (cuya orientación coincide aproximadamente con uno de los maclados) se ha producido la disolución incipiente del microclino y su reemplazo por calcita.

La definición arriba señalada muestra la estrecha relación conceptual entre la arcosa y su derivación de granitoides o de basamentos cristalinos migmatíticos, lo que implica indirectamente una alta proporción de feldespato potásico y cuarzo.

En otras palabras, la suite de arcosas potásicas aquí descripta incluye, en gran medida, a las arcosas en el sentido de Brongniart (1823) y Allen (1936) y sus características principales pueden ser resumidas como sigue: 1. Areniscas formadas por proporciones variables de feldespato y cuarzo, la cantidad total de este último es por lo general superior al 20%, 2. Mayor proporción de feldespatos que de fragmentos líticos, 3. Predominancia del feldespato potásico sobre la plagioclasa, 4. Presencia como minerales accesorios frecuentes de muscovita, biotita y anfíboles (principalmente hornblenda), 5. Contenido de matriz variable entre menos del 5% y el 15%. Fotografías de cortes delgados de areniscas pertenecientes a la suite de arcosas potásicas son mostrados en la figura 7.7.

En general, son rocas de colores claros, frecuentemente rosado a gris blanquecino, donde la relación cuarzo versus feldespato potásico es variable pudiéndose diferenciar dos grupos principales. Por un lado, aquellas areniscas donde el cuarzo supera ampliamente al feldespato corresponden a las subarcosas y subfeldarenitas en el sentido de Folk (1954), Pettijohn (1954) y Folk et al. (1970). La menor proporción de feldespato puede explicarse por su eliminación diferencial durante la meteorización o el transporte, o bien, a partir de un área de proveniencia formada por rocas cuarzosas pobres en feldespatos, como, por ejemplo, granitos ricos en cuarzo con porcentajes superiores al 75% de este mineral (Streckeisen, 1974, 1978).

El segundo grupo de areniscas incluidos en esta suite corresponde a aquellas en las que la cantidad de feldespato potásico se aproxima e incluso, en algunos casos, excede al cuarzo acercándose a la composición promedio de los granitoides.

Más allá de las diferencias señaladas entre los dos grupos, el feldespato potásico es el componente diagnóstico de esta suite, se trata principalmente de ortosa y microclino con menores contribuciones de sanidina y ortoclasa. Los granos de feldespato pueden mostrar textura pertítica y, en algunos casos, exhiben diferentes tipos de intercrecimientos como texturas gráficas, mirmequitas y simplectitas, en este último caso principalmente con minerales micáceos como biotita y la muscovita. La plagioclasa, mayormente oligoclasa, en menor medida albita o andesina sódica, se presenta en proporción subordinada, comúnmente maclada y, a veces, exhibiendo antipertitas.

Los clastos de cuarzo pueden ser mono o policristalinos, siendo más frecuente la policristalinidad de grano grueso que la de grano fino (chert) e incluso en algunos casos la presencia de fragmentos policristalinos con textura cataclástica (miloníticas). Los fragmentos líticos, como ya fue señalado, están subordinados a los feldespatos y casi siempre al cuarzo; principalmente corresponden a metamorfitas de grano fino a mediano, sedimentitas, aplitas y, en menor proporción, a volcanitas. Los minerales accesorios más comunes incluyen muscovita, biotita, anfíboles, turmalina y zircón.

Una de las características de las arenitas potásicas es la amplia diversidad de tipos de cementos que suelen mostrar. El cemento de carbonato, principalmente calcita, es muy común en este tipo de areniscas, generalmente ocurre como cemento de oclusión

intergranular e incluso, en algunos casos, formando cristales extensos originando texturas poikilíticas (Fig. 7.8 C y D).

En el caso de la sílice, puede presentarse como cemento de cobertura discontinua formado por microcristales de cuarzo sobre los feldespatos e incluso en continuidad óptica sobre clastos de cuarzo (Fig. 7.8 A). Además, cementos de micro y megacuarzo son frecuentemente observados.

Dentro de los cementos arcillosos, la caolinita es ampliamente observada en este tipo de areniscas, la que puede presentarse como cemento de oclusión (raramente de borde) formando agregados de cristales vermiformes o en forma de acordeón. En ocasiones, la caolinita se asocia a illita, frecuentemente generada a partir de la primera durante la evolución diagenética.

Otro tipo común de cemento corresponde a la hematita, la que forma delgados *coatings*, de espesor micrométrico, que recubren la superficie de los clastos originando el color que muestran las arcosas en secuencias de bancos rojos (Limarino et al., 1987, Fig. 7.8B). Finalmente, cementos menos comunes incluyen clorita, dolomita, crecimiento secundario de ortosa o microclino, yeso y, en menor medida, esmectitas y baritina.

Desde el punto de vista químico, las arcosas potásicas difieren fuertemente de las previamente consideradas arenitas cuarzosas en el menor porcentaje de SiO_2 que por lo general varía entre el 72% y el 88%, con valores que pueden llegar al 93% en las subarcosas. Otra remarcable diferencia es el incremento en el Al_2O_3 que suele variar entre 5% y 15% reflejando el aumento en la proporción de feldespatos, cementos arcillosos y matriz. Además, la relación SiO_2/Al_2O_3 por lo común es menor a 20 y, en general, el hierro total es inferior al 3%, aunque este último valor puede ser variable (Scasso y Limarino, 1997).

Desde el punto de vista petrológico, ha llamado la atención la alta proporción de feldespato potásico que muestran muchas arcosas, a pesar de su relativa inestabilidad química durante la meteorización y el transporte (Pettijohn et al., 1972; Scasso y Limarino, 1997). Esto ha llevado a que algunos autores utilizaran al feldespato como indicador paleoclimático, relacionándolo a climas áridos cálidos o glaciales y/o a relieves pronunciados con rápido sepultamiento (Krynine, 1935; Basu, 1985; Suttner y Duta, 1986). Basu (1981) discutió la importancia del advenimiento de las plantas en la meteorización y el potencial de inestabilidad química de los feldespatos.

Otro aspecto petrológico importante es la inestabilidad diagenética de los granos de feldespatos, los que en ocasiones se disuelven formando proporciones significativas de porosidad secundaria, aunque en otros casos favorecen la generación de cemento de caolinita que ocluye los espacios porales (Surdam et al., 1984; Yuan et al., 2017; Limarino et al., 2017, 2020; Xiao et al., 2018).

El grado de disolución diagenética del feldespato no solo depende de la profundidad de sepultamiento y el gradiente térmico, sino también de las características del fluido poral, la interacción con soluciones porales ácidas (en ocasiones, producto de la transformación de la materia orgánica), el grado de alteración de los granos previo al sepultamiento e incluso de la agresividad de los ambientes sedimentarios. En este último

aspecto, Xiao et al. (2018) demostraron que en ambientes deltaicos la disolución del feldespato puede ser particularmente intensa y mayor en canales distributarios sumergidos de una planicie deltaica que en otros subambientes de menor energía. Ello es probablemente debido a la menor cantidad de matriz presente en las arenas, lo que promueve altas porosidades depositacionales que resultan en sistemas diagenéticos más abiertos que favorecen la hidrólisis de los feldespatos durante la diagénesis temprana. Por otro lado, es importante tener en cuenta que la eliminación diagenética de granos de feldespatos puede conducir a una clasificación errónea de la arenisca, ya sea como arenita lítica o como arenita cuarzosa (véase McBride, 1985; Helmold, 1985; Scasso y Limarino, 1997).

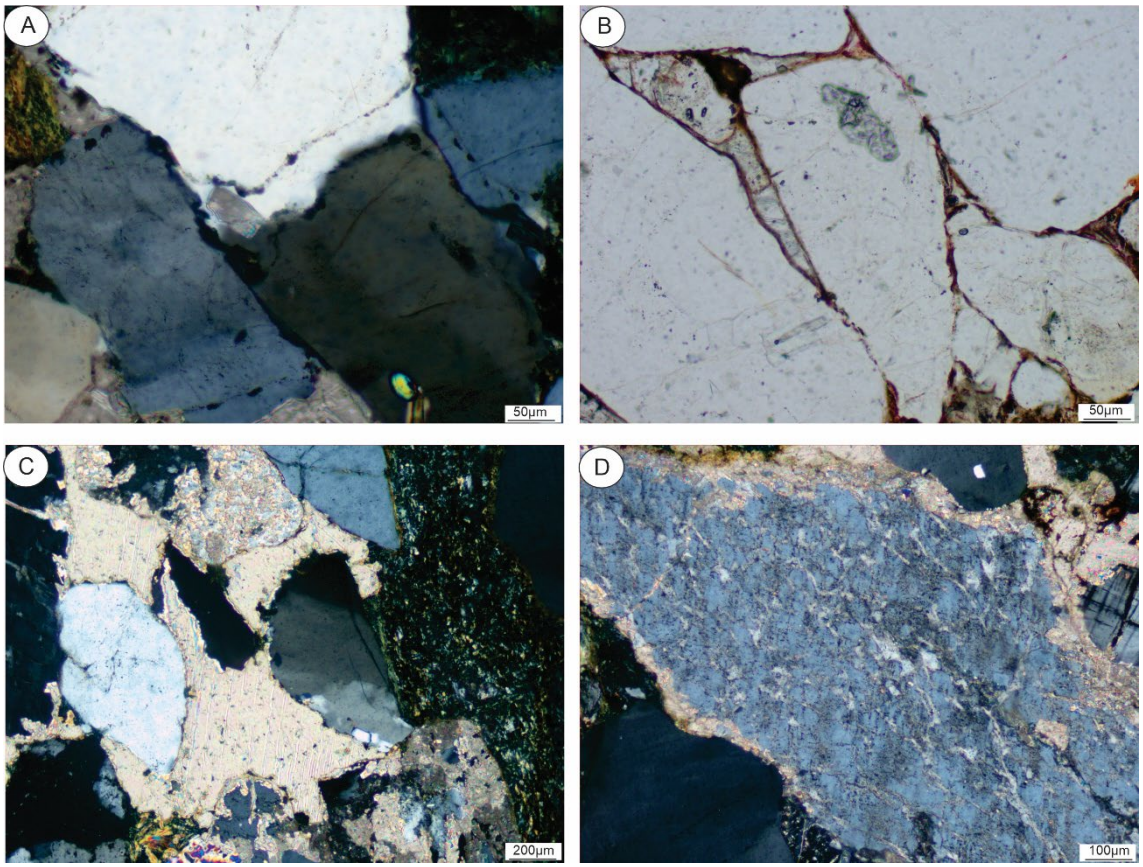


Figura 7.8. Algunos cementos comunes en arcosas potásicas: A. Nótese que la mayor parte de los clastos muestra cemento de crecimiento secundario de cuarzo cuyo límite con el grano hospedante es marcada por una delgada línea de material arcilloso probablemente acumulado en el contacto clasto-poro antes del inicio de la precipitación de la sílice, B. Cemento de hematita como cobertura de clastos, nótese como el cemento se interrumpe parcialmente en los contactos primarios entre granos, lo que sugiere que el cemento ferruginoso fue precipitado luego de la depositación durante la diagénesis temprana, C. Ejemplo de cementación masiva de calcita probablemente durante etapas avanzadas de la diagénesis, obsérvese la importante corrosión que muestran los granos de cuarzo y el reemplazo de feldespatos especialmente a lo largo de planos de maclas, D. Ejemplo de un grano de ortosa en un estado inicial de reemplazo carbonático controlado por superficies de clivaje y fractura.

SUITE DE LAS ARCOSAS PLAGIOCLÁSICAS

Este grupo de areniscas difiere del previamente analizado en la mayor proporción de plagioclasa con respecto al feldespato potásico y en líneas generales, aunque no siempre, una disminución en la cantidad de cuarzo (Fig. 7.9). Es importante destacar que las aquí denominadas arcosas plagioclásicas son menos comunes que las potásicas y, en ocasiones, se asocian a secuencias volcaniclásticas dominadas por rocas de composición mesosilícica (Fig. 7.9).

Como características generales pueden citarse: 1. Los clastos de plagioclasa forman más del 50% del total de feldespatos (Fig. 7.10 A y B), 2. Los granos de feldespatos se encuentran por lo general maclados y en algunos casos zonados, 3. Predominan las formas desde subangulosas a subredondeadas y ocasionalmente la preservación de cristales idiomorfos, 4. Es frecuente que se asocien a fragmentos líticos de volcanitas y piroclastitas (Fig. 7.10 C), 5. Los clastos de plagioclasa varían generalmente desde oligoclasa hasta andesina y con alguna frecuencia son inhomogéneos incluyendo mezclas con feldespato potásico (Fig. 7.10 D) y 6. Aunque no siempre, la proporción de cuarzo es relativamente baja en comparación con las arcosas potásicas.

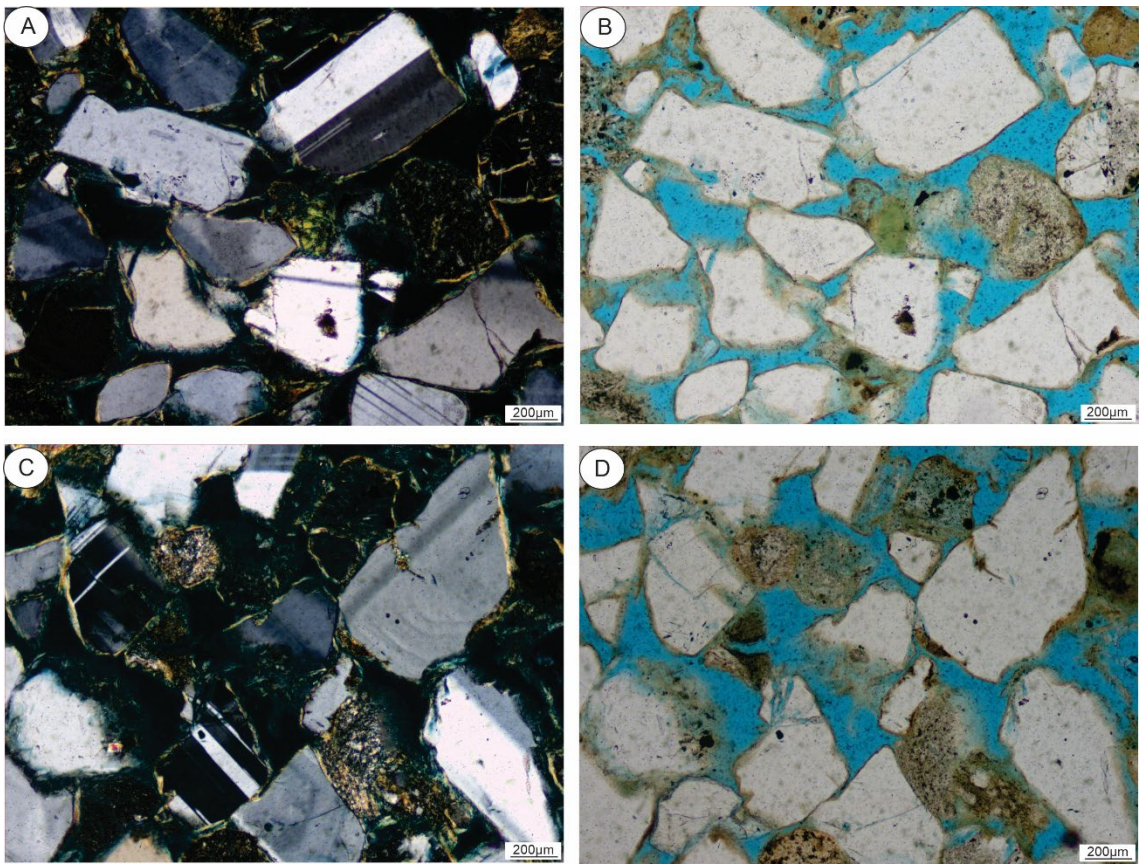


Figura 7.9. Dos ejemplos de arcosas plagioclásicas: A. Arenita en la que la plagioclasa supera holgadamente al feldespato potásico, nótese su asociación con clastos de volcanitas (nicoles cruzados); B. La misma muestra con nicoles paralelos; C. Arcosa formada en más de un 50% por clastos de plagioclasa (nicoles cruzados); D. La misma muestra con nicoles paralelos.

Es necesario reconocer que existen dos tipos de areniscas dentro de esta suite, el más abundante comprende a clastos de plagioclasa, fragmentos líticos volcánicos y, en ocasiones, granos de pumicitas; como característica complementaria suelen mostrar como minerales accesorios piroxenos y anfíboles. Este tipo presenta una obvia derivación de áreas fuentes dominadas por rocas volcánicas, como lo demuestra no solo la presencia de clastos de volcanitas, sino también la ocurrencia de algunos granos idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa, el aumento en la proporción de sanidina en los feldespatos potásicos, la escasez o ausencia de granos de microclino y la presencia de márgenes engolfados en algunos fragmentos de cuarzo y plagioclasa.

El segundo tipo de arenisca presente en esta suite es mucho menos frecuente y difiere sustancialmente del arriba descripto en la escasa o nula presencia de fragmentos de origen volcánico, el incremento en la proporción de cuarzo y en la ocasional presencia de clastos de microclino. A estas características debe sumarse una mucho menor proporción de clastos idiomorfos y la desaparición de fragmentos con márgenes engolfados. Todas estas características llevan a suponer una derivación de rocas cristalinas de composición granodiorítica-tonalítica o de esquistos metamórficos enriquecidos en plagioclasas.

En lo que respecta a los cementos, al igual que en las arcosas potásicas pueden ser muy variados, e incluyen desde carbonato (principalmente calcita) hasta diferentes tipos de cementos de sílice (microcuarzo, megacuarzo y crecimientos secundarios de cuarzo). En el caso del carbonato, puede también aparecer como reemplazo, ya sea a lo largo de los planos de macla o clivaje o cubriendo masivamente una parte sustancial del clasto (Fig. 7.10 E).

Con menor frecuencia aparecen los cementos arcillosos como los de caolinita e illita aunque en las arcosas plagioclásicas derivadas de la erosión de rocas volcánicas domina el cemento de clorita, incluyendo interestratificados con illita y esmectita. Cementos de hematita, dolomita, siderita y yeso pueden también ocurrir en areniscas de esta suite, pero en mucha menor proporción.

Aunque poco importante desde el punto de vista cuantitativo, algunas arcosas plagioclásicas suelen mostrar crecimientos secundarios de albita sobre los clastos de plagioclasa, especialmente en areniscas que han sufrido albitización. Este proceso diagenético se presenta en arcosas plagioclásicas, y también, aunque aparentemente en menor medida, en las potásicas (Boles, 1982; Helmold y van de Kamp, 1984; Saigal et al., 1988; Aagaard et al., 1990; Norberg et al., 2011; Poursoltani, 2022; entre muchos otros). El proceso de albitización consiste en el reemplazo de potasio y calcio en la estructura de los feldespatos por sodio. Como resultado de este proceso se genera una serie de características texturales como el desarrollo de parches irregulares de albita mostrando distinta birrefringencia dentro de los granos que, en casos extremos, lleva al desarrollo de clastos de feldespatos de composición inhomogénea.

La química de las arcosas plagioclásicas es en todo similar a las de las potásicas, con la única diferencia de un incremento en la cantidad de Na_2O en detrimento del K_2O, lo que en muchos casos lleva a una relación $Na_2O/K_2O > 1$ (Scasso y Limarino, 1997).

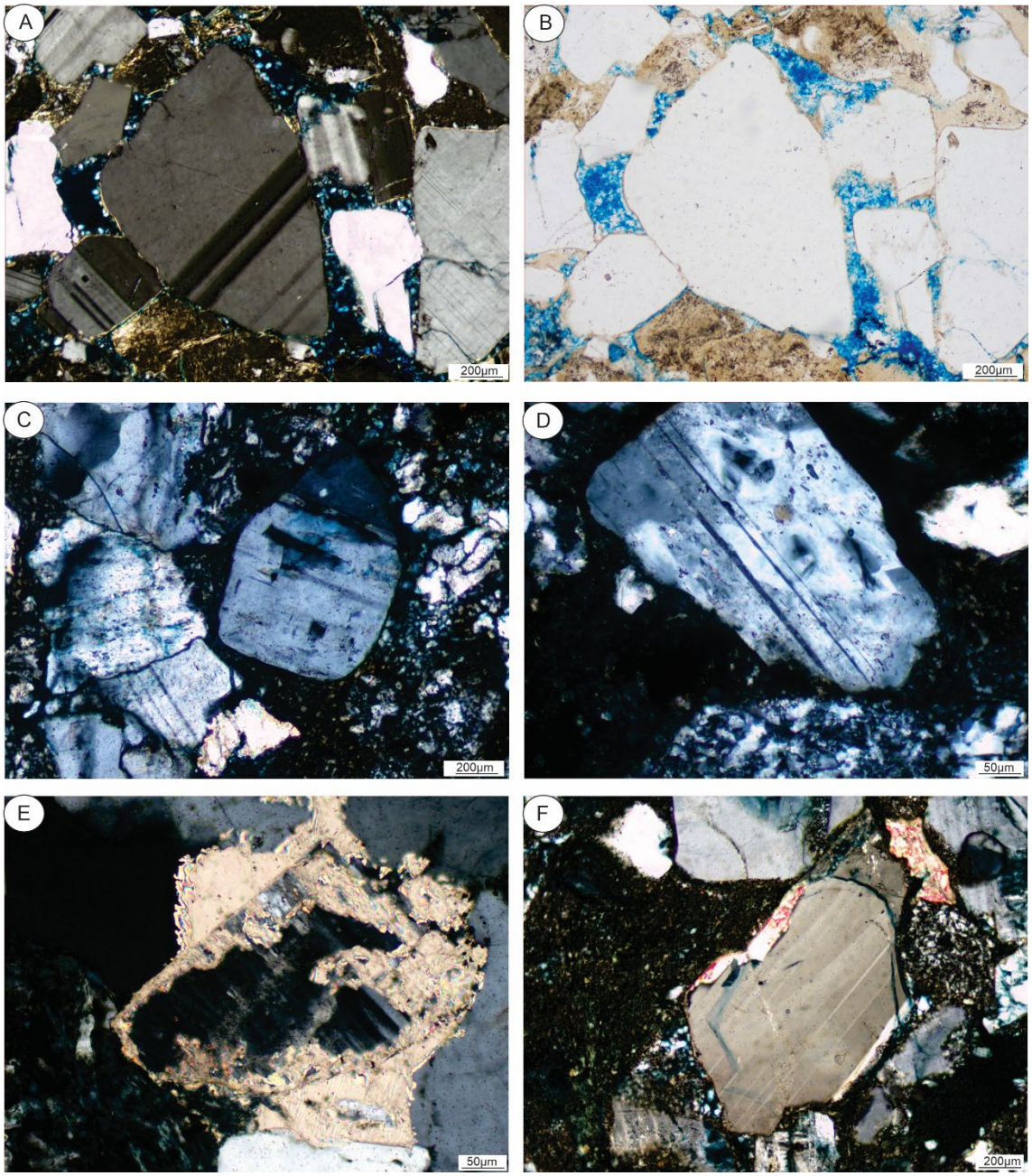


Figura 7.10. Imágenes correspondientes a distintas arcosas plagioclásicas: A. Aspecto general de una arcosa plagioclásica mostrando la preponderancia de plagioclasas macladas (nicoles cruzados); B. La misma muestra con nicoles paralelos; C. Arcosa plagioclásica mostrando la típica asociación con clastos de volcanitas, en este caso, afíricas (nicoles cruzados); D. Plagioclasa inhomogénea, una característica frecuente en algunas arcosas plagioclásicas (nicoles cruzados); E. Cemento y reemplazo carbonático de un clasto de plagioclasa (nicoles cruzados); F. Crecimiento secundario de plagioclasa (nicoles cruzados).

SUITE DE ARENITAS LÍTICAS VOLCÁNICAS

Corresponde a arenitas dominadas por fragmentos líticos en las que la proporción de clastos de volcanitas supera a la suma de los de metamorfitas y sedimentitas (Figs. 7.11, 7.12 y 7.13). Se trata de areniscas mineralógicamente inmaduras con prevalencia de

granos compuestos por pastas de rocas volcánicas a los que frecuentemente se asocian granos monocristalinos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Este último representado principalmente por sanidina y, en menor proporción, ortosa, siendo solo excepcional la presencia de microclino en este tipo de areniscas.

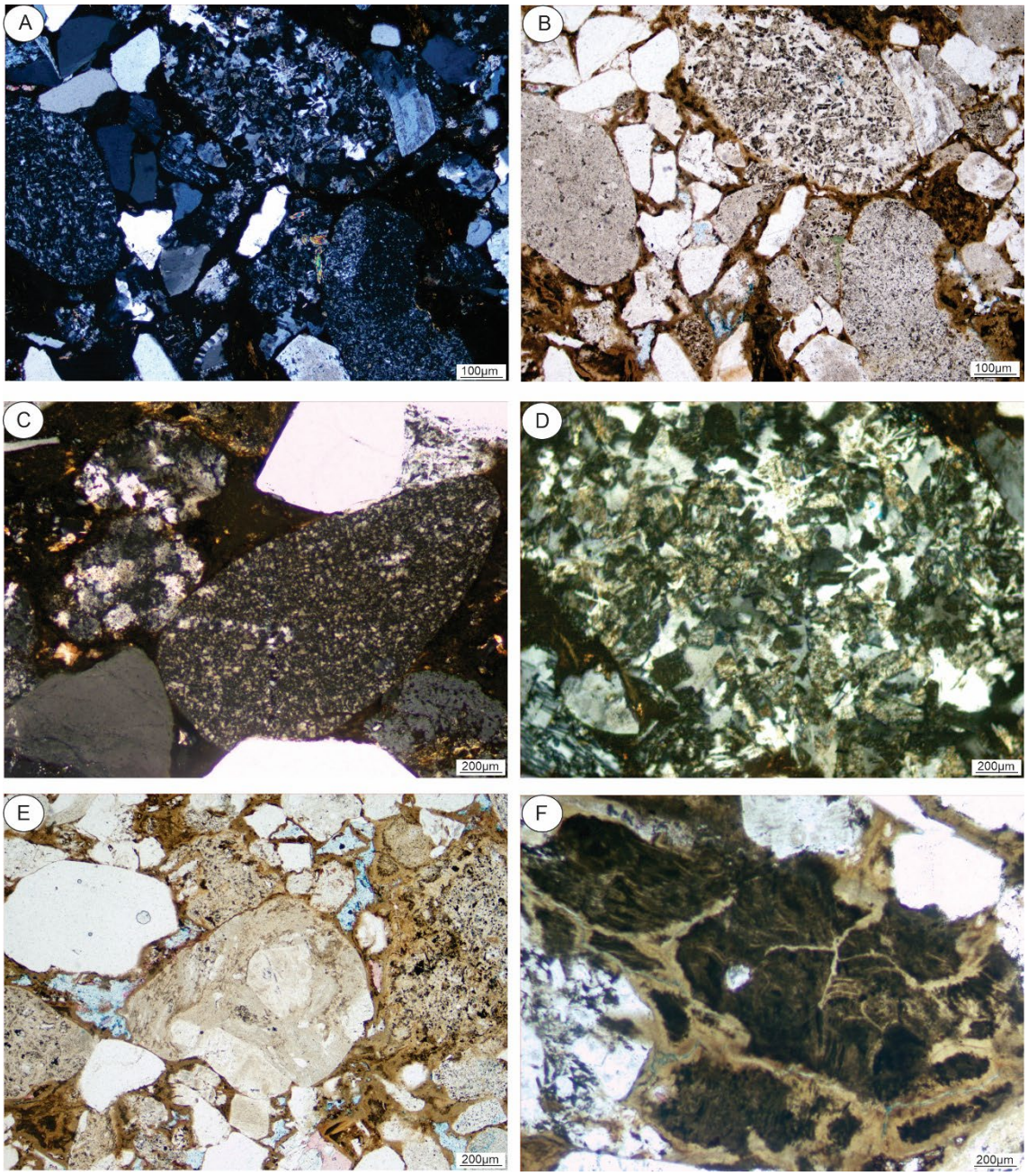


Figura 7.11. Distintos ejemplos de areniscas líticas volcánicas dominados por clastos de afinidad ácida: A. Arenita lítica volcánica dominada por clastos de volcanitas con texturas afíricas en las que prevalecen las pastas felsíticas y granofíricas junto a fragmentos de cuarzo y feldespato (nicoles cruzados); B. la misma imagen que en A pero con nicoles paralelos; C. y D. Contraste en el tamaño de los cristales que forman las pastas felsíticas (C) y granofírica (D), en ambos casos nicoles cruzados; E. Clasto exhibiendo textura microporfírica en la que los microfenocristales de feldespatos se disponen en una fábrica parcialmente vítrea (nicoles paralelos) y F. Ejemplo de clastos de piroclastitas con deformación dúctil y casi totalmente reemplazados por arcillas (esmectita, nicoles paralelos).

Además de las características señaladas, entre los rasgos comunes de estas areniscas se destacan: 1. Frecuente presencia de clastos de piroclastitas asociados a los de volcanitas, 2. El grado usualmente alto de alteración de los fragmentos líticos (cloritización, argilitización, carbonatización, etc.), 3. Por lo general, porcentajes de cuarzo monocristalino menor al 60%, 4. Frecuente presencia de clastos de feldespato y cuarzo idiomorfos a subidiomorfos, 5. Variable desarrollo de pseudomatriz y 6. Ocasional presencia de bordes engolfados en los clastos de feldespato y cuarzo (Fig. 7.11 A y B).

Las características arriba señaladas muestran, sin embargo, algunas variantes. Por ejemplo, si bien en muchas arenitas líticas volcánicas la proporción de cuarzo es baja a moderada, en algunas, probablemente debido a la eliminación de fragmentos inestables por efecto del clima y el transporte, el cuarzo se incrementa formando las sublitoarenitas o protocuarcitas de diferentes clasificaciones.

Dentro de este conjunto de areniscas pueden ser diferenciadas cuatro variedades principales: 1. Las dominadas por fragmentos de volcanitas con texturas microlíticas, 2. Aquellas en las que privan clastos con mesostasis micro y criptocristalina formadas por cuarzo y feldespato (Fig. 7.11 C y D), 3. Areniscas con significativa participación de fragmentos piroclásticos mayor al 30% (Fig. 711 E y F) y 4. Las que muestran porcentajes relativamente altos de cuarzo monocristalino (superior al 50%), aunque este último tipo es el menos frecuente.

El término textura microlítica es utilizado en el mismo sentido de Dickinson (1970) para describir mesóstasis formadas casi exclusivamente por pequeños cristales prismáticos (microlitos), subhedrales de feldespatos, con escasa proporción de cuarzo. De esta forma, el término pasta microlítica incluye a diferentes tipos de texturas de rocas volcánicas como la pilotáxica seriada (común en andesitas), bostonítica (común en traquitas) e hialopilítica.

Las arenitas líticas volcánicas dominadas por texturas microlíticas muestran con frecuencia mayor proporción de clastos de plagioclasa que de feldespato potásico y relativamente baja cantidad de cuarzo monocristalino, siendo el cuarzo policristalino por lo general muy escaso. Este primer grupo de areniscas frecuentemente deriva del aporte de rocas volcánicas mesosilícicas (andesitas, traquitas, etc.), sin embargo, en los casos en que además aparecen pastas con texturas intergranulares, intersertales y subofíticas debe también considerarse el aporte de lavas basálticas (Dickinson, 1970).

Un segundo tipo de arenita lítica se caracteriza por clastos dominados por texturas de pastas felsíticas y granofíricas (en menor medida microgranosas, Figs. 7.11 C y D, 7.12 C y D) formadas por el intercrecimiento de cuarzo y feldespato con una muy secundaria participación de microlitos. La cantidad de cuarzo monocristalino es muy variable, dependiendo en gran medida de la proporción de fenocristales que se hayan desprendido de los clastos durante el transporte. A los fragmentos de cuarzo suelen asociarse restringidas cantidades de calcedonia y ópalo (Fig. 7.12 A y B). Más allá de su abundancia son características comunes en los clastos de cuarzo la extinción relámpago, los cristales subhedrales y los bordes engolfados. En lo que respecta a los feldespatos, también exhiben formas subhedrales y, en ocasiones, recubrimientos vítreos y bordes engolfados.

Es común que este tipo de arenisca derive de lavas ácidas, tales como riolitas, riodacitas y dacitas, aunque también puede aparecer en ignimbritas.

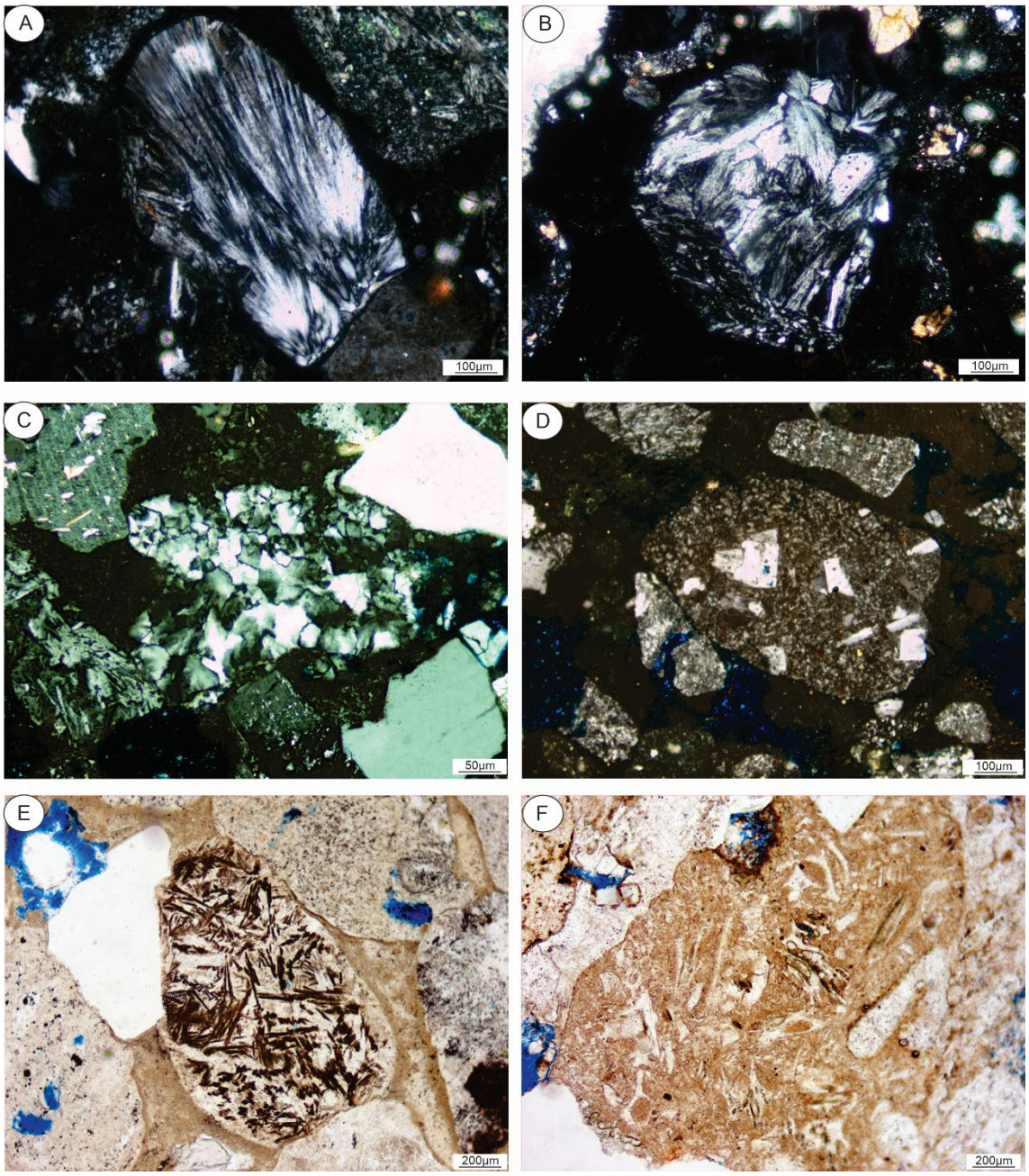


Figura 7.12. Algunas texturas de clastos comúnmente encontradas en areniscas líticas volcánicas formadas por clastos de afinidad ácida: A. Clasto mostrando un trozo de textura esferulítica exhibiendo su clásico diseño acicular radiado, B. Similar a la foto anterior pero en este caso la textura esferulítica es más pequeña, C. Intercrecimientos de cuarzo y feldespato en transición a textura microgranosa, este tipo de textura es típica de algunas pastas de lavas ácidas, pero también puede presentarse en diferenciados de rocas hipabisales de grano fino, D. Ejemplo de un clasto con textura microporfírica, los microfenocristales son de cuarzo y plagioclasa, mientras que la pasta es felsítica, E. Cristales esqueléticos formados a partir de la devitrificación de una pasta vítrea, F. Clasto de toba en el que se pueden observar nítidamente las trizas vítreas. Fotos A-D nicoles cruzados, E-F nicoles paralelos.

El tercer tipo de arenita perteneciente a esta suite resulta del aporte de fragmentos de piroclastitas, las que pueden ser identificadas al microscopio por su textura vítrea y vitroporfírica, en las que frecuentemente la pasta exhibe trizas en diferentes estados de desvitrificación (Fig. 7.12 E y F). De acuerdo con sus características petrográficas pueden corresponder a tobas, fragmentos pumíceos o ignimbritas, esta últimas pueden ser reconocidas por la presencia de *fiammes* y texturas microfluidales. Tanto los clastos de tobas como los de ignimbritas pueden ser afíricos o mostrar diferentes tipos de microfenocristales, incluyendo principalmente cuarzo, sanidina, plagioclasa y anortoclasa. Es obvia la derivación de este tipo de arenisca de áreas con importante acumulación de rocas piroclásticas.

Finalmente, la última variedad se caracteriza por la presencia de un porcentaje significativos de granos de cuarzo que puede superar el 50% acompañados por diferentes tipos de clastos de volcanitas. Establecer el origen de estas areniscas es complejo pues pueden resultar de la eliminación de fragmentos inestables durante el transporte de cualquiera de los tres tipos previamente descriptos o, por el contrario, derivar de un volcanismo ácido con lavas enriquecidas en fenocristales de cuarzo.

Las fases autigénicas presentes en las arenitas líticas volcánicas incluyen tanto la formación de cemento como el reemplazo de clastos, que por su composición son en general inestables. Con respecto a los cementos predominan las cloritas, la esmectita (como cemento temprano), diferentes tipos de zeolitas, el carbonato, la sílice y, en proporción muy subordinada, los crecimientos secundarios de feldespatos. Con respecto a la sílice puede tratarse de microcuarzo, megacuarzo, calcedonia u ópalo, solo en los casos de areniscas dominadas por pastas de volcanitas ácidas con elevados porcentajes de clastos cuarzo, el crecimiento secundario de sílice puede ser significativo.

En lo que respecta a los reemplazos, los fragmentos piroclásticos son particularmente reactivos a ser reemplazados, aún en condiciones superficiales o de bajo sepultamiento, por minerales de arcilla (esmectita y clorita), zeolitas, carbonato y sílice microcristalina.

Los otros tipos de fragmentos volcánicos pueden también ser muy susceptibles a transformaciones diagenéticas, pero su reactividad dependerá en gran medida de la composición mineralógica y textura del clasto.

Finalmente, la formación de pseudomatriz puede ser significativa en este tipo de areniscas dependiendo de la proporción de fragmentos dúctiles, principalmente clastos de piroclastitas o de volcanitas con alteración deutérica.

Dentro de la suite lítico-volcánica hemos también incluido un grupo de areniscas caracterizadas por su muy bajo porcentaje de cuarzo (< 20%) e identificadas en el tetraedro de la figura 7.1 como “empobrecidas en cuarzo”. Este tipo de areniscas frecuentemente se asocia a áreas con volcanismo activo, especialmente en aquellos casos dominados por volcanitas básicas y mesosilícicas y raramente ocurre como resultado de la procedencia de sedimentos vinculados a rocas cristalinas. Sin embargo, las áreas fuentes volcánicas no son el único escenario para las areniscas empobrecidas en cuarzo, los orógenos reciclados compuestos por sucesiones de areniscas líticas y metamorfitas de bajo grado pueden también originar areniscas con muy bajos contenidos de cuarzo.

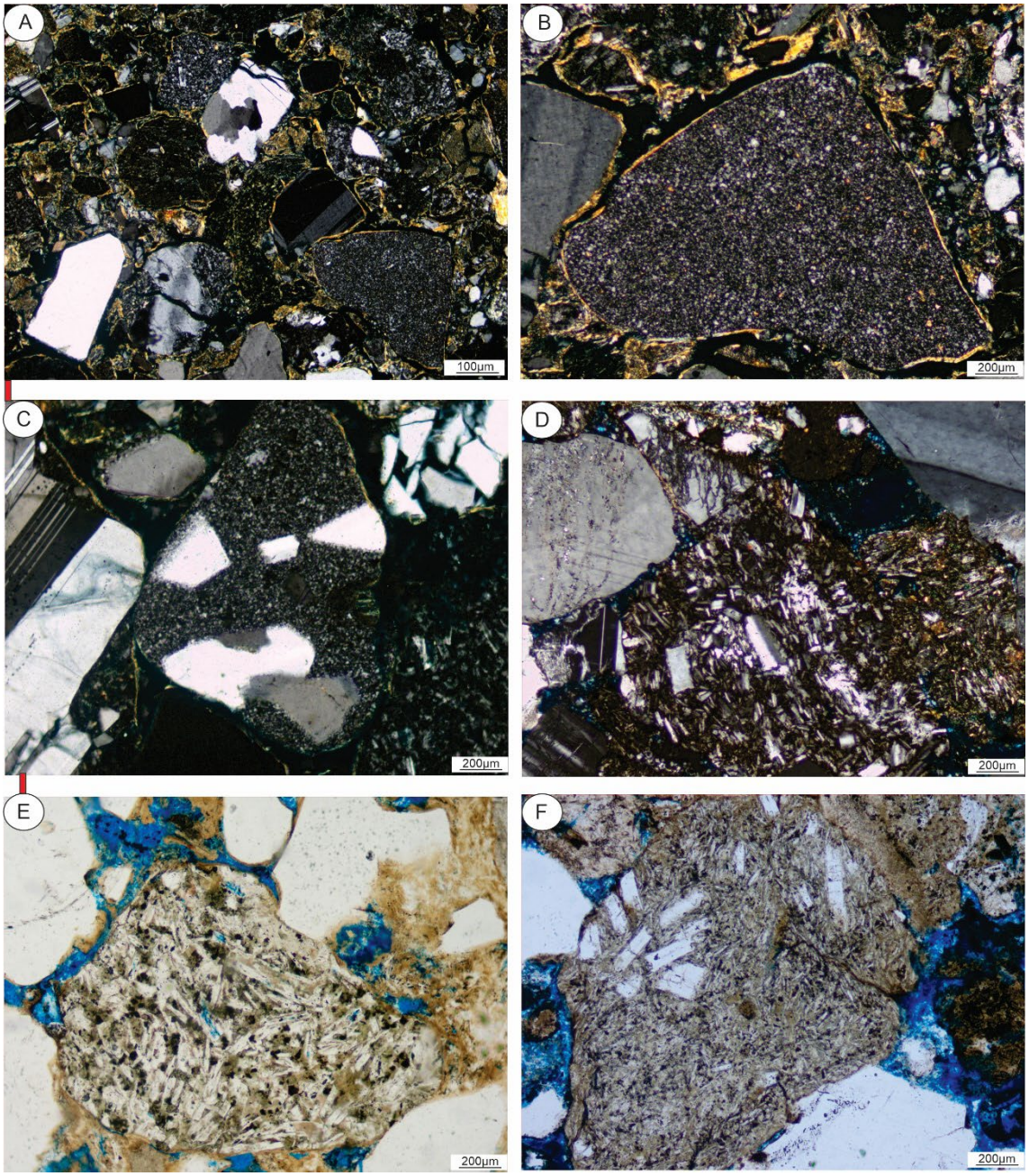


Figura 7.13. Distintos tipos de areniscas líticas volcánicas: A. Vista general de una arenita lítica dominada por clastos de volcanitas, en este caso mayormente con texturas felsíticas y granofíricas, obsérvese la reducida presencia de clastos de cuarzo y feldespatos cuando se los compara con los fragmentos de volcanitas; B. Detalle de la foto anterior para mostrar la textura felsítica de un clasto de volcanita; C. Clasto de volcanita con textura microporfírica (dominantemente microfenocristales de cuarzo) y pasta felsítica; D. Transición a pasta microlítica en la que participan tanto microlitos de plagioclasa como de feldespato potásico; E. Fragmento de volcanita con textura microlítica en la que los pequeños cristales de plagioclasa desarrollan una textura pilotáxica, el color verde entre los microlitos corresponde a alteración clorítica; F. Grano con textura microporfírica y pasta microlítica compuesta casi exclusivamente por tablillas de plagioclasa. Fotografías A a D obtenidas con nicoles cruzados, E y F con nicoles paralelos.

SUITE DE LAS ARENITAS LÍTICAS SEDIMENTARIAS Y METAMÓRFICAS

Las areniscas con una importante participación de fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos de bajo y mediano grado constituyen una suite independiente, que se diferencia de las anteriores no solo por su composición sino por sus áreas de proveniencia. Se caracterizan por mostrar más fragmentos líticos totales que feldespatos y a su vez porque la suma de fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios supera a los de origen volcánico y piroclástico. Debido a que gran parte de los clastos presentan un comportamiento dúctil durante el sepultamiento, es este grupo de arenitas uno de los más propenso a la formación de pseudomatriz.

Los clastos sedimentarios comprenden tanto a los silicoclásticos (fangolitas y arenas muy finas, Fig. 7.14 A y B), como a los de origen carbonático (calizas, dolomías y margas).

En lo que respecta a los clastos metamórficos incluyen desde pizarras y filitas hasta micacitas, anfibolitas y esquistos cuarzo-micáceos de grano fino con variable proporción de feldespato. Las pizarras y filitas suelen mostrar microestructura laminada, o al menos, una orientación subparalela de los minerales micáceos (Fig. 7.14 C, D y E). Tanto las pizarras como las filitas son muy susceptibles a formar pseudomatriz (Fig. 7.14 F).

El cuarzo se presenta en porcentajes muy variables, desde escaso hasta pasar a ser el componente principal. Ocurre tanto como cuarzo monocristalino o como policristalino; este último aumenta su importancia en el caso de las arenitas dominadas por fragmentos metamórficos, cataclasitas o bien de origen sedimentario, pero con importante participación de sílice biogénica.

Los feldespatos varían ampliamente en composición ya que comprenden tanto al feldespato potásico (mayormente ortosa y, en menor medida, microclino y sanidina) como a las plagioclasas (principalmente oligoclasa-andesina).

De acuerdo con el tipo de fragmento lítico dominante, tres variedades pueden ser reconocidas. Primeramente, aquellas arenitas en las que predominan los fragmentos de metamorfitas que corresponden a las filoarenitas en el sentido de Pettijohn et al. (1972) y a las arenitas metalíticas de Okada (1971). Estas areniscas frecuentemente derivan de secuencias sedimentarias emplazadas en áreas orogénicas que han sufrido metamorfismo.

El segundo tipo comprende a las areniscas dominadas por clastos de sedimentitas carbonáticas o silicoclásticas (Fig. 7.15 A, B y C), mayormente de grano fino, incluidas en el grupo de las calclititas por Folk (1968) y Pettijohn et al. (1972) y de las areniscas sedolíticas por Okada (1971). La proveniencia de este grupo de arenas es muy variable, ya que pueden proceder tanto de áreas orogénicas, como de la erosión de sedimentos emplazados en plataformas estables, e incluso de la cobertura sedimentaria de áreas cratónicas y pericratónicas.

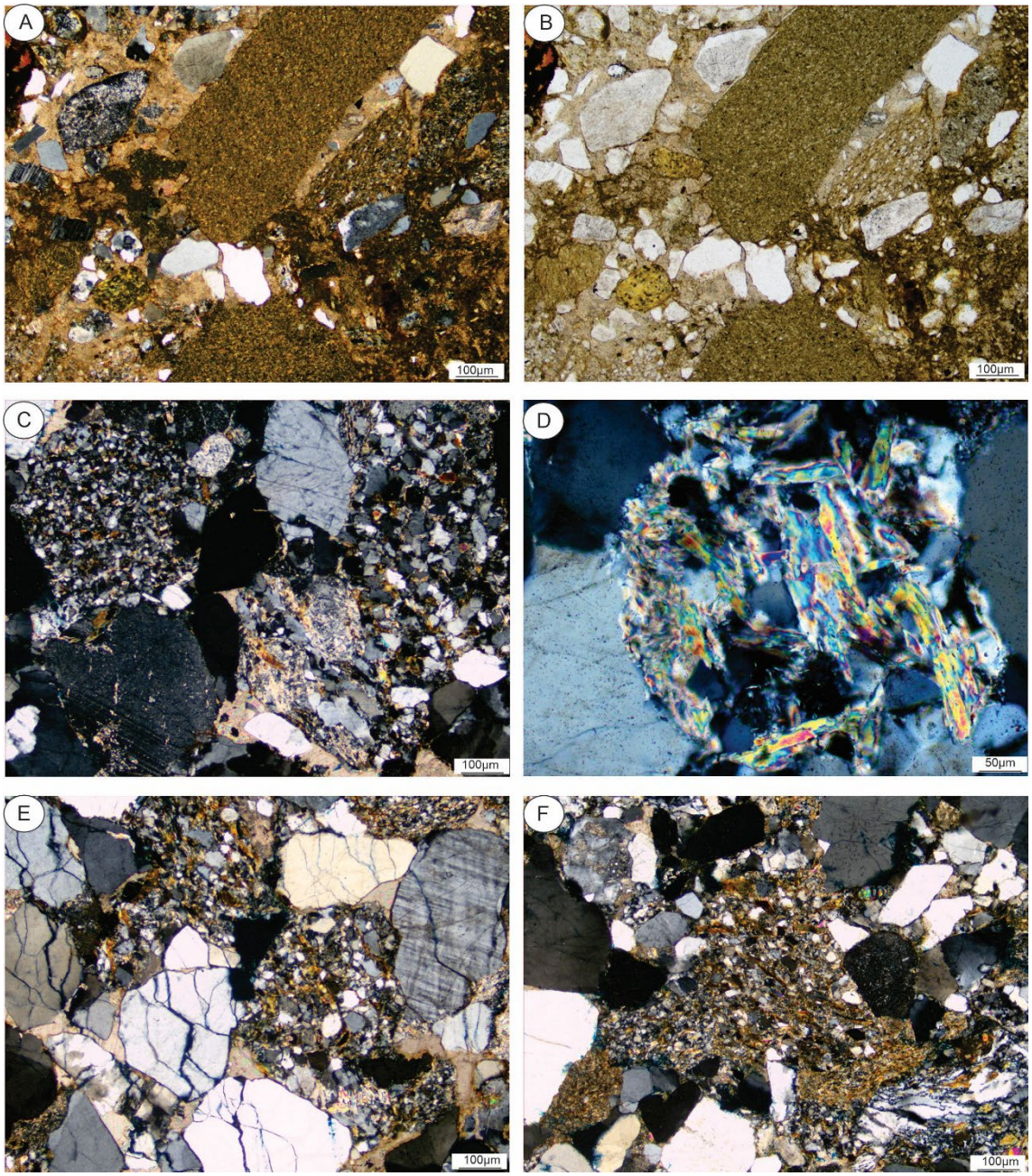


Figura 7.14. Algunos ejemplos de areniscas pertenecientes a la suite lítica metamórfica: A. Arenisca de grano grueso básicamente compuesta por granos de metamorfitas de bajo grado y cuarzo, este último en ocasiones policristalino (nicoles cruzados), B. La misma muestra que en A pero con nicoles paralelos, C. Arenita lítica formada mayormente por esquistos cuarzo-feldespático-micáceos de bajo grado junto a menor proporción de ortosa y plagioclasa (nicoles cruzados), D. Detalle de clastos de esquisto cuarzo-micáceo de tamaño de grano algo mayor que los ilustrados en las fotos precedentes (nicoles cruzados), E. Fragmentos de esquistos cuarzo-feldespático-micáceos de grano fino dentro de una arenita lítica en la que también participan cuarzo y feldespatos (microclino); nótese el importante grado de fracturación tectónica que muestran el cuarzo y el microclino (comportamiento frágil) cuando se los compara con los grano de esquistos (comportamiento dúctil, (nicoles cruzados)): F. Amalgama de clastos de esquistos cuarzo-micáceos debido a su comportamiento dúctil durante el sepultamiento; obsérvese que los límites entre los clastos se desdibujan y en casos extremos forma pseudomatriz (nicoles cruzados).

Las arenitas dominadas por clastos de calizas son las menos frecuentes dentro del grupo de las arenitas líticas. Pueden estar compuestas por clastos de calizas micríticas, esparíticas, dolomías o calizas fosilíferas (Fig. 7.15 C). En este tipo de areniscas, y como se ha discutido en el Capítulo 6, el principal problema radica en determinar si los clastos son extra o intracuencales. En el caso que los fragmentos fueran extracuencales corresponden a las calclititas en el sentido de Folk (1968) y Chanda (1969). Si, por el contrario, los clastos fueran de origen intraformacional corresponden a areniscas intracuencales o híbridas en el sentido de Zuffa (1980).

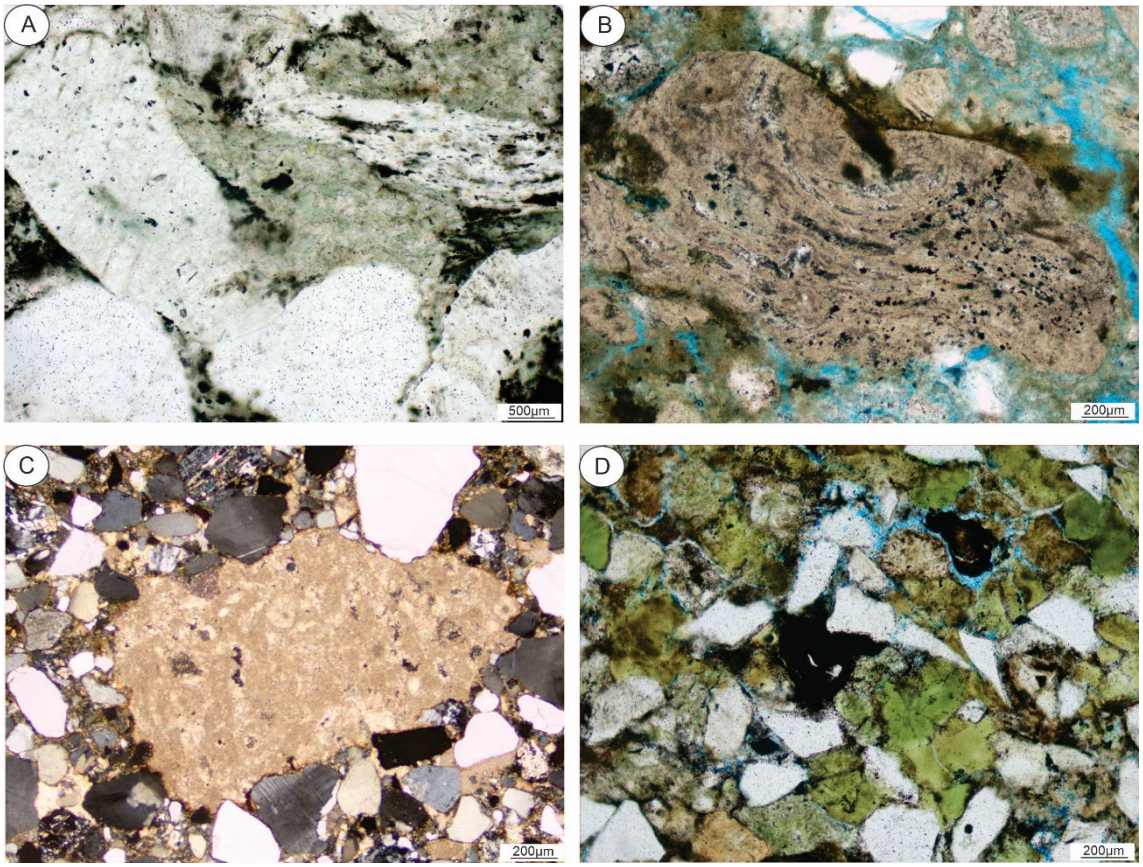


Figura 7.15. Imágenes de cortes delgados correspondientes a areniscas líticas con altos porcentajes de fragmentos sedimentarios: A. Arenita lítica dominada por fragmentos de fangolitas cloríticas (color verde en la foto, nicoles paralelos), B. Fragmento de fangolita microplegada (nicoles paralelos), C. Arenita cuarzo-lítica de edad carbonífera en la que se presentan clastos de calizas ordovícicas mostrando fantasmas de microestructuras biogénicas (nicoles paralelos), D. Arenita lítica dominada por clastos de fangolitas verdes (nicoles paralelos).

SUITE DE LOS WACKES

A diferencia de los grupos arriba tratados no es la composición de los clastos lo que define esta suite sino su contenido de matriz superior al 15%. Corresponden por lo tanto al grupo de las "areniscas sucias" ("*dirty sandstones*" de Pettijohn et al., 1972) que se caracterizan porque los clastos se encuentran rodeados de una matriz arcillo-limosa en la que, por lo general, predomina las cloritas, caolinita, sericita y cuarzo (Pettijohn et al., 1972; Boggs, 2009; Haldar y Tisljar, 2014). Por lo tanto, reúne a areniscas pobremente

seleccionadas, mayormente de colores oscuros (gris, verde, etc.), donde la matriz puede alcanzar valores de hasta el 50% (Fig. 7.16). Este tipo de areniscas forman mayormente bancos macizos y con mucha menos frecuencia gradados (Enos, 1969).

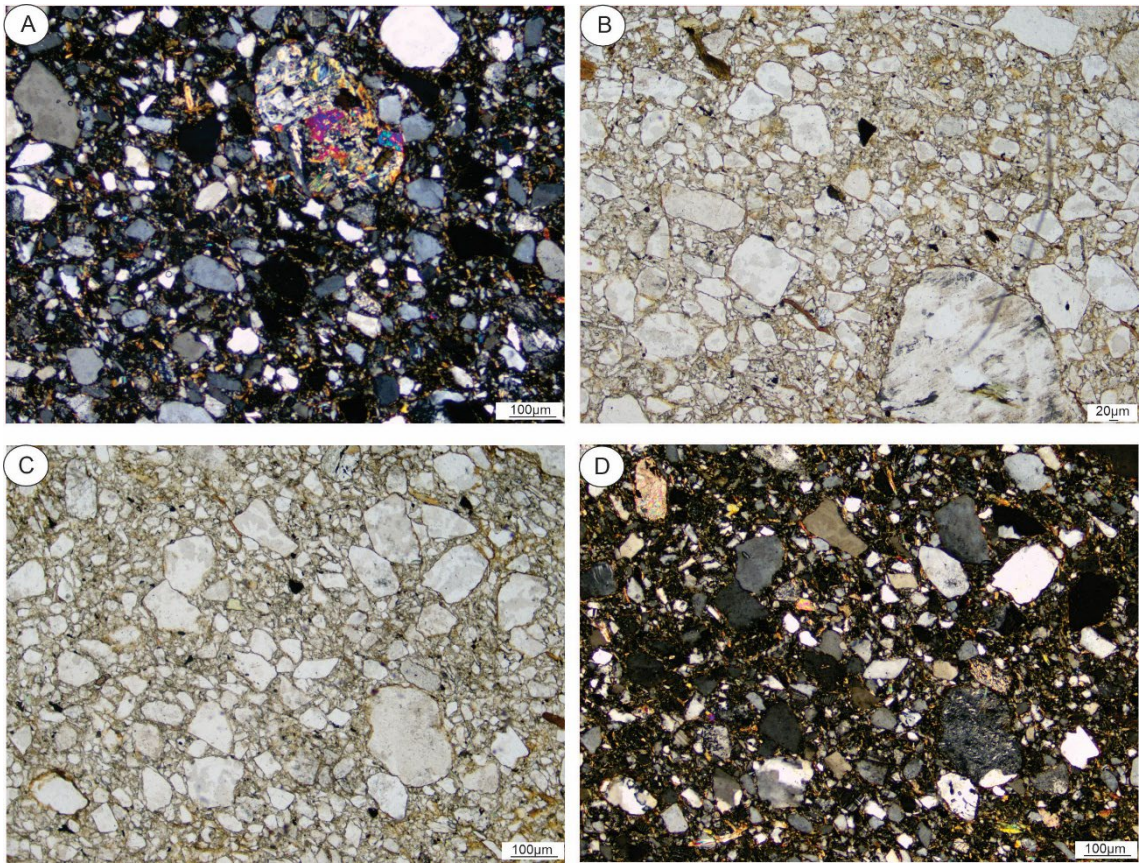


Figura 7.16. Fotografías mostrando algunas de las características petrográficas de los wackes: A. Aspecto con nicoles cruzados de un wacke dominado por clastos de cuarzo y feldespato, el tamaño de los clastos varía entre arena muy fina y fina, B. La misma muestra exhibiendo la fábrica matriz-soportada de la arenisca con nicoles paralelos, C. Wacke en el que el tamaño de grano de la fracción clástica varía entre arena fina y mediana (nicoles paralelos), D. Wacke compuesto principalmente por fragmentos de cuarzo y líticos metamórficos de bajo y mediano grado (nicoles cruzados).

La composición de los clastos de arena es variable, por lo que resulta lógica la división entre wackes líticos, feldespáticos y cuarzosos seguida por diferentes clasificaciones (Dott, 1964; Pettijohn et al., 1972). Los clastos líticos están mayormente representados por pizarras, filitas, esquistos de grano fino, fangolitas y volcanitas frecuentemente afíricas, mientras que los feldespatos incluyen cantidades semejantes de feldespatos potásicos y plagioclasas. Aunque, Pettijohn et al. (1972) consideraron al cuarzo, tanto mono como policristalino, como uno de los componentes principales en la fracción arena, en general, los wackes cuarzosos son mucho menos frecuentes que los feldespáticos y líticos.

Además de la composición de los clastos, el porcentaje de matriz resulta una interesante variable a la hora de diferenciar tipos de wackes. Lo dicho ya fue señalado por Okada (1971), quien dividió a los wackes en tres subcategorías de acuerdo con el

porcentaje de material limo-arcilloso (véase Capítulo 6). Siguiendo esta división, los wackes con entre 15% y 25% de matriz (subclase D de Okada, 1971) representan el pasaje entre fábricas clasto- y matriz-soportadas, que desde el punto de vista genético marcan una transición entre flujos fluidos y densos. En contraposición, la subclase F (matriz entre 35% y 50%) correspondería a wackes matriz-soportados en los que probablemente predominó la fuerza de matriz como mecanismo de transporte. Los wackes con valores de matriz entre 25% y 35% (subclase E de Okada, 1971) representarían flujos densos, pero en los que la turbulencia de las corrientes podría haber ejercido aún cierta influencia durante el transporte. En esta línea de pensamiento, la subclase D podria corresponder a las grauvacas tipo 1 de Enos (1969), mientras que la subclase F a las grauvacas fangosas (tipo 2) del mencionado autor.

Entre los cementos más comunes predominan los de arcilla, principalmente clorita, con menor frecuencia caolinita y, en algunos casos, esmectitas. Localmente, el cemento carbonático (calcita) puede ser importante y en menor proporción la sílice. Las características químicas promedio de los wackes pueden resumirse como sigue: 1. Bajos porcentajes de sílice (comúnmente entre 60% y 78%) el que puede incrementarse considerablemente en el caso de los wackes cuarzosos, 2. Altos contenidos de Al_2O_3 (por lo general superior a 10% y menor a 20%), los que superan holgadamente a los observados en arenitas cuarzosas, arcosas feldespáticas y plagioclásicas, 3. Frecuente relación Fe_2O_3/FeO menor a 1 y 4. En muchos wackes la cantidad de Na_2O supera a la de K_2O (Scasso y Limarino, 1997).

El término wacke se encuentra estrechamente relacionado al de “grauvaca”, término utilizado por Lasius (1789) y posteriormente por Jameson (1805) para incluir arenisca con clastos de varios tamaños rodeados por una matriz arcillosa que le confiere a la roca color gris y gran tenacidad. Como ya fue discutido en el Capítulo 6, el término grauvaca fue utilizado principalmente para descripciones de campo sin mayores caracterizaciones petrográficas, y posteriormente suplantado por el nombre de wacke en la mayoría de las clasificaciones petrográficas.

Conceptualmente, la suite de los wackes reúne a areniscas donde los clastos tamaño arena (muchas veces gruesa) fueron depositados juntamente con granos de limo y arcilla sin que existiera una segregación granulométrica, esto es, la continuación del transporte del material más fino en la dirección de la corriente. Muchos de los wackes se relacionan con flujos turbidíticos vinculados a diferentes tipos de depósitos marinos profundos (Pettijohn et al., 1972; Boggs, 2009). Sin embargo, los wackes no son frecuentes en acumulaciones de turbiditas tipo T o S porque este tipo de flujos tiende a segregar el material fino (Okada, 1966). En los últimos años se ha demostrado como las corrientes hiperconcentradas viscosas pueden producir la depositación “instantánea” del fango y arena especialmente en HEBs (*hybrid event beds*) en diferentes cuerpos de agua y aún en ambientes continentales (Hussain et al., 2023).

Muchas areniscas clasificadas en muestra de mano como “grauvacas líticas”, al ser examinadas al microscopio demuestran ser el resultado de la alteración postdepositacional de fragmentos líticos inestables con formación de pseudomatriz. Es

por ello que Cummins (1962, véase Capítulo 6) las consideró un producto diagenético más que un tipo específico de arenisca. Más allá de que muchas areniscas hayan sido erróneamente clasificadas en muestra de mano como grauvacas, la existencia de verdaderos wackes formados por clastos que se distribuyen dentro de una matriz fangosa depositacional es innegable.

SUITE DE LAS ARENISCAS INTRACUENCALES, HÍBRIDAS Y MISCELÁNEAS

Se incluyen aquí un grupo poco frecuente de areniscas formadas por una significativa proporción de fragmentos intraformacionales (arenitas híbridas e intracuencales) o de minerales pesados (arenitas misceláneas).

En lo que respecta a las arenitas híbridas, como fue discutido en el Capítulo 6, resultan de la mezcla de clastos extra e intracuencales, siendo la clasificación más apropiada la propuesta por Zuffa (1980). En esta clasificación se distinguen las areniscas formadas mayoritariamente por componentes intracuencales, para las que según el tipo de fragmento dominante se utilizan los nombres de glaucoarenita, fosfoarenita, yesoarenita, pelarenita u otra denominación descriptiva. En aquellos casos en los que los clastos intra y extracuencales se presentan en similar proporción el nombre de arenita híbrida es universalmente aceptado.

Tal como fuera señalado por Zuffa (1980) y Garzanti (1991) es conveniente diferenciar dos grandes grupos de componentes intracuencales, los carbonáticos (granos CI en el sentido de Zuffa, 1980) y los no carbonáticos (NCI de Zuffa, 1980). En el primer grupo se incluyen intraclastos carbonáticos, en ocasiones, correspondientes a suelos (por ejemplo, caliches), u oolitas, fósiles o peloides arrancados del sustrato parcialmente consolidado. Las arenitas intraformacionales constituidas por este tipo de clastos fueron denominadas genéricamente calcarenitas y su clasificación ampliada reconociendo el tipo de intraclasto (ooarenita, bioarenita y pelarenita) fue presentada por Zuffa (1980). Las calcarenitas han sido identificadas tanto en ambientes continentales (Agate et al., 2017), como marinos someros (Dorsey, 1997; Chiocchini, 2001) y raramente marinos profundos (Zuffa, 1991; de Capoa et al., 2014).

En lo que respecta a los fragmentos intraformacionales no carbonáticos, Garzanti (1991) los dividió en: 1. Partículas derivadas del sustrato infrayacente, 2. Partículas de origen continental, 3. Granos de origen marino y 4. Otros tipos de fragmentos. En el primer grupo se incluyen a los arrancados de sustratos blandos como los *rip-up clasts* formados tanto en ambientes continentales como marinos someros. El grupo de las partículas de origen continental comprende fragmentos de suelos (calcretes, lateritas, silcretes, etc.), restos de plantas (briznas) y los llamados granos negros (*"black grains"*) generalmente de origen calcáreo (ooides, bioclastos, oncoides, etc.).

Con respecto a los granos de origen marino, Garzanti (1991) los incluyó en los *"green grains"*, clastos que por lo general muestran diámetros entre 0,1 y 1 mm de fosfatos y glauconita, ooides ferruginosos, compuestos por láminas concéntricas de goethita y chamosita, y peloides formados por filo y tectosilicatos (Fig. 7.17 A y B). Finalmente, en la categoría de otros tipos de partículas fueron considerados los clastos de evaporitas, ooides de fluorita, manganeso y distintos tipos de fragmentos fósiles (Garzanti, 1991, Fig. 7.17 C y D).

En el caso de las arenitas dominadas por clastos de yeso puede ser problemático diferenciar entre extracuancales e intracuencales (yesoarenitas, véase Garzanti, 1991; Manzi et al., 2005; Borone et al., 2007). Comúnmente, las yesoarenitas se presentan en bancos laminados, con estratificación ondulítica o formando capas masivas, que en algunos casos se intercalan en secuencias potentes de fangolitas o de yesos laminados.

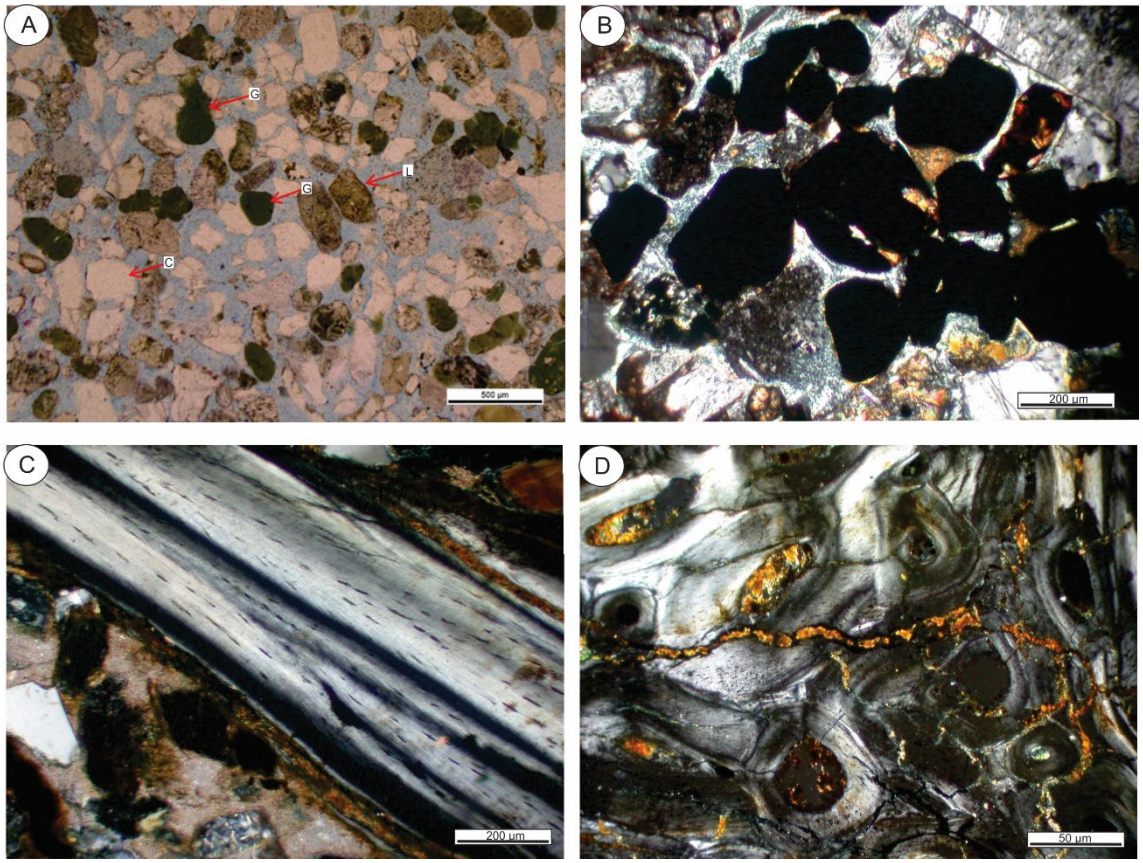


Figura 7.17. Ejemplos de areniscas híbridas y sus componentes: A. Arenita híbrida formada por clastos de glauconita (G), fragmentos líticos volcánicos (L) y cuarzo (C) junto a menores cantidades de feldespatos (nicoles paralelos), B. Arenita híbrida compuesta por clastos de volcanitas, plagioclasa y como componente intraformacional nódulos negros (probablemente fosfáticos, nicoles cruzados), C. Arenita híbrida que comprende clastos de cuarzo, opacos, feldespatos y restos de huesos como componente intraformacional (nicoles cruzados), D. Detalle del resto de hueso (nicoles cruzados).

Las areniscas glauconíticas aparecen frecuentemente en la literatura integrando el grupo de las areniscas verdes (*"green-sandstones"*) que se caracterizan por el dominio de clastos intraformacionales de glauconita o de interestratificados de esmectita-

glauconita (Fig. 7.17 A). Morfológicamente, los fragmentos pueden variar desde subangulosos hasta redondeados y con frecuencia exhiben grietas y fracturas en su interior, comúnmente producto de deshidratación. Las condiciones de formación de glauconita son discutidas en el Capítulo 5, por lo que solo diremos aquí que los clastos pueden corresponder a moldes internos de microfósiles (principalmente foraminíferos), ser pellets fecales, detritos carbonáticos biogénicos o fragmentos de rocas parcial o totalmente reemplazados por glauconita (Odin y Matter, 1981; Meunier y El Albani, 2007; Banerjee et al., 2016).

El término areniscas misceláneas fue introducido por Pettijohn et al. (1972) quienes se refirieron a dos tipos principales: *"placer sandstones"* (areniscas de placeres) y *"serpentinite sandstones"* (areniscas serpentínicas). Las areniscas de placeres equivalen a las arenitas líticas dominadas por minerales pesados en la clasificación de Okada (1971), quien correctamente las interpretó como derivadas de la desintegración de fragmentos líticos ricos en minerales pesados.

Las areniscas de placeres no solo indican una derivación lítica, sino también la concentración hidráulica durante el transporte y depositación. Básicamente, este tipo de arenisca está formada por minerales pesados, tanto traslúcidos como opacos, e incluyen principalmente zircón, titanita, rutilo, ilmenita, magnetita, casiterita, cromita, granate y diamante, entre otros. Son arenitas con muy escaso porcentaje de matriz y variable proporción y composición del cemento. En algunos casos, este tipo de acumulaciones adquiere importancia económica como los yacimientos tipo RMT ("*rare metal-titanium placers*") descriptos entre otros por Tsymbal y Polkanov (1975) y Lalomov et al. (2015). Revisiones acerca de los depósitos de placeres en arenas y areniscas se encuentran en Garnett y Bassett (2005), Carling y Breakspear (2006), Hou et al. (2017), entre otros.

En lo que corresponde a las areniscas serpentínicas son extremadamente escasas, fueron caracterizadas en detalle, por primera vez, por Okada (1964), quien las describió como grauvacas formadas por clastos de serpentina asociadas a fragmentos de conchillas. Posteriores trabajos sobre las areniscas serpentínicas y, en particular, su significado tectónico, fueron presentados por Lockwood (1971), Arai y Okada (1991), Perrotta et al. (2024), entre otros.

BIBLIOGRAFÍA

Aagaard, P., Egeberg, P. K., Saigal, G. C., Morad, S., & Bjorlykke, K. (1990). Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway; II, Formation water chemistry and kinetic considerations. Journal of sedimentary Research, 60(4): 575-581.

Agate, M., Basilone, L., Di Maggio, C., Contino, A., Pierini, S., & Catalano, R. (2017). Quaternary marine and continental unconformity-bounded stratigraphic units of the NW Sicily coastal belt. Journal of Maps, 13(2): 425-437.

Allen, V. (1936). Terminology of medium-grained sediments. Comm. Sedimentation 1935-36, 18-47. Aust. J. Sciences, 18(4): 117-121.

Arai, S., & Okada, H. (1991). Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts. Tectonophysics, 195(1): 65-81.

Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R. J., McWilliams, M., Miller, N., & Beyth, M. (2005). Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. Earth and Planetary Science Letters, 240(3-4): 818-826.

Banerjee, S., Bansal, U., Pande, K., & Meena, S. (2016). Compositional variability of glauconites within the Upper Cretaceous Karai Shale Formation, Cauvery Basin, India: implications for evaluation of stratigraphic condensation. Sedimentary Geology, 331: 12-29.

Basu, A. (1981). Weathering before the advent of land plants: Evidence from unaltered detrital K-feldspars in Cambrian-Ordovician arenites. Geology, 9(3): 132-133.

Basu, A. (1985). Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. En G. G. Zuffa (ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series, vol 148: 1-18.

Basu, A. (2020). Chemical weathering, first cycle quartz sand, and its bearing on quartz arenite. Journal of The Indian Association of Sedimentologists (peer reviewed), 37(2): 3-14.

Boggs, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge university press.

Bokman, J. W. (1955). Sandstone classification-relation to composition and texture. Journal of Sedimentary Research, 25(3): 201-206.

Boles, J. R. (1982). Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. Am. Journal of Sciences, 282: 165-180.

Borone, M., Rocco, D., & Lugli, S. (2007). Interpreting gypsarenites in the Rossano basin (Calabria, Italy): A contribution to the characterization of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. Geological Society of America, Special Paper 420: 1-14.

Brongniart, A. (1823). Macigno: Dict. Des Sci. Nat. Vol. 27: 497-504.

Carling, P. A., & Breakspear, R. M. (2006). Placer formation in gravel-bedded rivers: A review. Ore Geology Reviews, 28(4): 377-401.

Cayeux, L. (1929). Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses. Mém. Carte Géol. Détaillée de la France, Paris 774 pags.

Chanda, S.K. (1969). Calclithite fragments vs. extraclasts: A discussion. Jour. Sed. Petrology, 39: 1640-1641.

Chandler, F. W. (1988). Quartz arenites: review and interpretation. Sedimentary Geology, 58(2-4), 105-126. Gilbert, C. M., 1954. En Williams, H., Turner, F. J., y Gilbert, C. M., Petrography: San Francisco, W. H. Freeman and Co., 406 p

Chiocchini, U. (2001). Le areniti ibride del bacino di Tarquinia; significato e repporti con le fasi eustatiche e la tettonica. Bollettino della Società geologica italiana, 120(1): 47-54.

Cummins, W. A. (1962). The greywacke problem. Geological Journal, 3(1): 51-72.

De Capoa, P., D'Errico, M., Di Staso, A., Morabito, S., Perrone, V., & Perrotta, S. (2014). Biostratigraphic and petrographic study of the Oligocene-lower Miocene successions of the external oceanic units in the Apennines and Sicilian Maghrebides. Revista de la Sociedad Geológica de España, 27(1): 151-174.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, 40: 695-707.

Dorsey, R. J. (1997). Origin and significance of rhodolith-rich strata in the Punta El Bajo section, southeastern Pliocene Loreto basin. Special Papers Geological Society of America, 119-126.

Dott, R.H., Jr. (1964). Wacke, greywacke and matrix: what approach to immature sandstone classification? Journal of Sedimentary Petrology, 34: 625–632.

Enos, P. (1969). Anatomy of a flysch. Journal of Sedimentary Research, 39(2): 680-723.

Eriksson, K. A. & McClung, W. S. (2024). Quartz arenites as signatures of cratonisation: examples from the Archaean Stratigraphic Record, southern Africa. South African Journal of Geology 127(2): 181-194.

Folk, R. L. (1968). Petrography of sedimentary rocks: Austin, Tex., Hemphill's Bookstore, 170 págs.

Folk, R. W. (1974). Petrology of sedimentary rocks. Austin, TX, Hemphill, 182 págs.

Franke, W. A. (2009). The durability of rocks—developing a test of rock resistance to chemical weathering. American Journal of Science, 309(8): 711-730.

Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics, 13(4): 937-968.

Garnett, R. H. & Bassett, N. C. (2005). Placer deposits. "One Hundredth Anniversary Volume" Eds. Jeffrey W. Hedenquist, John F. H. Thompson, Richard J. Goldfarb, Jeremy P. Richards. Society of Economic Geologists. https://doi.org/10.5382/AV100.25

Garzanti, E. (1991). Noncarbonate intrabasinal grain arenites: Their recognition, significance and relationship to eustatic cycles and tectonic setting: Journal of Sedimentary Petrology, 61: 959–975.

Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. Earth-Science Reviews, 192: 545-563.

Garzanti, E., Vermeesch, P., Andó, S., Vezzoli, G., Valagussa, M., Allen, K., Khadi, K.A., & AlJuboury, I.A. (2013). Provenance and recycling of Arabian desert sand. Earth-Science Reviews, 120: 1–19.

Garzanti, E., Vermeesch, P., Padoan, M., Resentini, A., Vezzoli, G., & Andò, S. (2014). Provenance of passive-margin sand (southern Africa). Journal of Geology, 122: 17–42.

Gilbert (1954). Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section, Part III. En Williams, H., Turner, F. J., & Gilbert, C. M. (1954). University of California, Berkeley, WH Freeman and Company.

Haldar, S. K., & Tisljar, J. (2014). Sedimentary rocks, en Chapter 5: Introduction to mineralogy and petrology. Elsevier 338 págs.

Hayden, F. V. (1872). Preliminary Report of the United States Geological Survey of Montana and portions of adjacent Territories: being a fifth annual report of progress (Vol. 5, No. 1). US Government Printing Office.

Helmold, K. P., & van de Kamp, P. C. (1984). Diagenetic Mineralogy and Controls on Albitization and Laumontite Formation in Paleogene Arkoses, Santa Ynez Mountains, California: Part 2. Aspects of Porosity Modification. Memoir 37: 239-276.

Helmold, K. P. (1985). Provenance of feldspathic sandstones—The effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. En G. G. Zuffa (ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series, vol 148: 139-163.

Herrmann, A. D., Haynes, J. T., Robinet, R., Clift, P. D., & Goggin, K. E. (2023). Testing Tectonostratigraphic Hypotheses of the Blountian Phase of the Taconic Orogeny in the Southern Appalachians through an Integrated Geochronological and Sedimentological Study of Ordovician K-Bentonites and Quartz Arenites. Minerals, 13(6), 807.

Howard, J. L. (2005). The quartzite problem revisited. The Journal of Geology, 113(6): 707-713.

Hou, B., Keeling, J., & Van Gosen, B. S. (2017). Geological and exploration models of beach placer deposits, integrated from case-studies of Southern Australia. Ore Geology Reviews, 80: 437-459.

Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. Journal of Sedimentary Research, 32(3): 440-450.

Hussain, A., Morris, E. A., Al-Ramadan, K., Shannon, P. M., & Haughton, P. D. (2023). Hybrid event beds (HEBs) and the 'greywacke problem'revisited. Earth-Science Reviews, 237: 104297.

Jameson, R. (1805). A Mineralogical Description of the County of Dumfries: Edinburgh, Bell and Bradfute, 185 p.

Johnsson, M. J., Stallard, R. F., & Meade, R. H. (1988). First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia. The Journal of Geology, 96(3): 263-277.

Krynine, P. D. (1935). Arkose deposits in the humid tropics; a study of sedimentation in Southern Mexico. American Journal of Science, 29(172): 353-363.

Krynine, P. D. (1948). The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. Journal of Geology, 56: 130–165.

Lasius, G. (1789). Beobachtungen über die Harzgebirge, nebst einem Profilrisse, als ein Beytrag zur mineralogischen Naturkunde: Hannover, Helwingischen Hofbuchhandlung, p. 132–152.

Lalomov, A. V., Platonov, M. V., Tugarova, M. A., Bochneva, A. A. & Chefranova, A. V. (2015). Rare metal-titanium placer metal potential of Cambrian–Ordovician

sandstones in the northwestern Russian Plate. Lithology and Mineral Resources, 50: 501-511.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88: 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98: 102480.

Limarino, C. O., Morelli, J. R. & Alonso, M. S. (1987). El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico). Su origen y probable significado. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18(1-4): 1-10.

Lockwood, J. P. (1971). Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite. Geological Society of America Bulletin, 82(4): 919-936.

Lorentzen, S., Braut, T., Augustsson, C., Nystuen, J. P., Jahren, J., & Schovsbo, N. H. (2020). Provenance of lower Cambrian quartz arenite on southwestern Baltica: Weathering versus recycling. Journal of Sedimentary Research, 90(5): 493-512.

Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F., & Roveri, M. (2005). Deep-water clastic evaporite deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): Did the Mediterranean ever dry out? Sedimentology, 52: 875–902, doi: 10.1111/j.1365-3091.2005.00722.x

McBride, E. F. (1963). A classification of common sandstones. Journal of Sedimentary Research, 33(3): 664-669.

McBride, E. F. (1985). Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. En G. G. Zuffa (ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series, vol 148: 95-113. Dordrecht: Springer Netherlands.

Meunier, A. & El Albani, A. (2007). The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. Terra Nova, 19: 95–104.

Muhs, D. R. (2004). Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. Geomorphology, 59: 247–269.

Murchison, R. I. (1860). Supplemental observations on the order of the ancient stratified rocks of the north of Scotland, and their associated eruptive rocks. Quarterly Journal of the Geological Society, 16(1-2): 215-240.

Norberg, N., Neusser, G., Wirth, R. & Harlov, D. (2011). Microstructural evolution during experimental albitization of K-rich alkali feldspar. Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(3): 531-546.

Odin, G.S., & Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. En Sandstone diagenesis: recent and ancient, Burley, S y Worden, R (editors). International Association of Sedimentology: 121-151.

Okada, H. (1964). Serpentine sandstone from Hokkaido.Faculty of Science, Mem. Fac. Sci. Kyushu University XV: 23-38.

Okada, H. (1966). Non-greywacke "turbidite" sandstones in the Welsh geosyncline. Sedimentology, 7(3): 211-232.

Okada, H. (1971). Classification of sandstone: analysis and proposal. The Journal of Geology, 79(5): 509-525.

Parrish, J. T., & Barron, E. J. (1986). Paleoclimates and Economic Geology. Lecture Notes for Short Course No. 18. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. University of Miami, Miami, Fla., 162 pp.

Perrotta, S., Barone, M., Marsaglia, K. M., Milliken, K. L., Perrone, V. & Critelli, S. (2024). Detrital signatures of clastic serpentinite in tectonically diverse settings and interpretation of an example from the Northern Apennines. Journal of Sedimentary Research, 94(2): 207-230.

Pettijohn, F. J. (1949). Sedimentary rocks. New York, Harper, 526 pp.

Pettijohn, F. J. (1954). Classification of sandstones. Journal of Geology, 62: 360–365.

Pettijohn, F.J. (1975). Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, N.Y., 3rd ed., 208 pp.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R. (1972). Sand and Sandstone. Springer, New York, 618 pp.

Potter, P.E. (1986). South America and a few grams of sand: Part I--beach sands. Journal of Geology, 94: 301-319.

Poursoltani, M. R. (2022). Mechanism and mode of albitization of detrital feldspar in the Devonian Padeha Formation, Eastern Alborz, Iran. Geopersia, 12(1): 107-126.

Saigal, G. C., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P. K., & Aagaard, P. (1988). Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary elastic reservoir rocks from offshore Norway. I. Textures and origin. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 1003-1013.

Scasso, R. A. & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial 1, Asociación Argentina de Sedimentología. 257 págs. Buenos Aires.

Selley, R. C. (1982). An Introduction to Sedimentology. Academic Press, New York, N.Y., 2nd ed., 417 pp.

Simpson, E. L., Eriksson, K. A. & Mueller, W. U. (2012). 3.2 Ga eolian deposits from the Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa: Implications for the origin of first-cycle quartz sandstones. Precambrian Research, 214: 185-191.

Skolnick, H. (1965). The quartzite problem. Journal of Sedimentary Petrology, 35: 12–21.

Spoetl, C., Houseknecht, D. W. & Longstaffe, F. J. (1994). Authigenic chlorites in sandstones as indicators of high-temperature diagenesis, Arkoma foreland basin, USA. Journal of Sedimentary Research, 64(3a): 553-566.

Streckeisen, A. L. (1974). Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart, 63: 773-785.

Streckeisen, A. L. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 141: 1-14.

Surdam, R. C., Boese, S. W. & Crossey, L. J. (1984). The chemistry of secondary porosity: Part 2. Aspects of porosity modification. En Clastic Diagenesis (McDonald, D. y Surdam, R., editors). AAPG Memoir 37: 127-149.

Suttner, L. J., Basu, A. & Mack, G. H. (1981). Climate and the origin of quartz arenites. Journal of Sedimentary Research, 51(4): 1235-1246.

Suttner, L. J. & Dutta, P. K. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Research, 56(3): 329-345.

Tsymbal, S.N., Polkanov, & Yu. A. (1975). Mineralogiya titano-tsirkonievykh rossypei Ukrainy (Mineralogy of Titanium–Zirconium Placers in Ukraine), Kiev: Naukova Dumka.

Visser, J. N. J. (1974). The Table Mountain Group: a study in the deposition of quartz arenites on a stable shelf. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 77: 229-237.

Williams, H., Turner, F. J. & Gilbert, C. M. (1954). Petrography An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section. University of California, Berkeley, WH Freeman and Company.

Xiao, M., Yuan, X., Cheng, D., Wu, S., Cao, Z., Tang, Y. & Xie, Z. (2018). Feldspar dissolution and its influence on reservoirs: a case study of the Lower Triassic Baikouquan Formation in the northwest margin of the Junggar Basin, China. Geofluids, 2018.

Yuan, G., Cao, Y., Gluyas, J., & Jia, Z. (2017). Reactive transport modeling of coupled feldspar dissolution and secondary mineral precipitation and its implication for diagenetic interaction in sandstones. Geochimica et Cosmochimica Acta, 207: 232-255.

Zuffa, G.G. (1980) Hybrid arenites: their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, 50: 21-29.

Zuffa, G. G. (1991). On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. Geological Society, London, Special Publications, 57(1): 23-29.

CAPÍTULO 8: CONGLOMERADOS Y BRECHAS

- *Introducción*
- *Tipos de psefitas*
- *Clasificación de conglomerados y brechas extraformacionales*
- *Clasificación de conglomerados y brechas intraformacionales e híbridas*
- *Principales tipos (suites) de conglomerados*

INTRODUCCIÓN

El término psefita es utilizado para incluir a todas las rocas sedimentarias clásticas formadas básicamente por clastos mayores a 2 mm dispersos en una matriz texturalmente arenosa o fangosa. De acuerdo con el grado de redondeamiento de los clastos existen dos tipos principales, por un lado, las psefitas compuestas por clastos desde redondeados hasta subangulosos denominadas conglomerados, y, por el otro, las constituidas por fragmentos angulosos llamadas brechas. El porcentaje necesario de clastos mayores a 2 mm para que una roca sea considerada conglomerado o brecha varía según los autores, así por ejemplo Folk (1954, 1970) y Blair y McPherson (1999) indicaron un mínimo de 30%; este valor es ligeramente más bajo en las clasificaciones de Willman et al. (1942: apéndice D) y Greensmith (1989) quienes colocaron un piso de 25%. En el extremo opuesto se encuentran Friedman y Sanders (1978), Williams et al. (1982), Hambrey (1994) y Blott y Pye (2012), los que consideraron un valor del 50% como contenido mínimo de grava.

Una propuesta de ordenamiento en la nomenclatura fue sugerida por Moncrieff (1989) sobre la base del esquema triangular previamente sugerido por Folk (1954). El esquema de Moncrieff (1989, Fig. 8.1) es especialmente útil para la caracterización en el campo de aquellas rocas conteniendo proporciones variables de clastos mayores a 2 mm, identificando diferentes tipos de conglomerados, diamictitas, areniscas, fangolitas guijarrosas y finalmente areniscas y fangolitas con clastos dispersos.

El diagrama de Moncrieff (1989) es mostrado en la figura 8.1 y utiliza para la separación de los distintos tipos de rocas la proporción de grava con respecto a fango (eje horizontal superior), el porcentaje neto de arena (eje horizontal inferior) y la relación arena/fango en el eje vertical. Esta clasificación es sencilla, utiliza parámetros objetivos y evita ciertas ambigüedades terminológicas, no sólo en el caso de los conglomerados y brechas, sino también en areniscas y fangolitas con clastos dispersos (Fig. 8.1).

TIPOS DE PSEFITAS

Una forma racional de categorizar a los conglomerados y brechas, desde el punto de vista descriptivo, comienza por considerar el origen de los clastos, los que pueden ser extraformacionales o intraformacionales. Esta primera división separa a aquellos que

derivan de fragmentos de rocas preexistentes (conglomerados o brechas extraformacionales), de los formados por la fragmentación de sedimentos tempranamente indurados en superficie y pertenecientes al mismo ciclo sedimentario (conglomerados o brechas intraformacionales, Fig. 8.2).

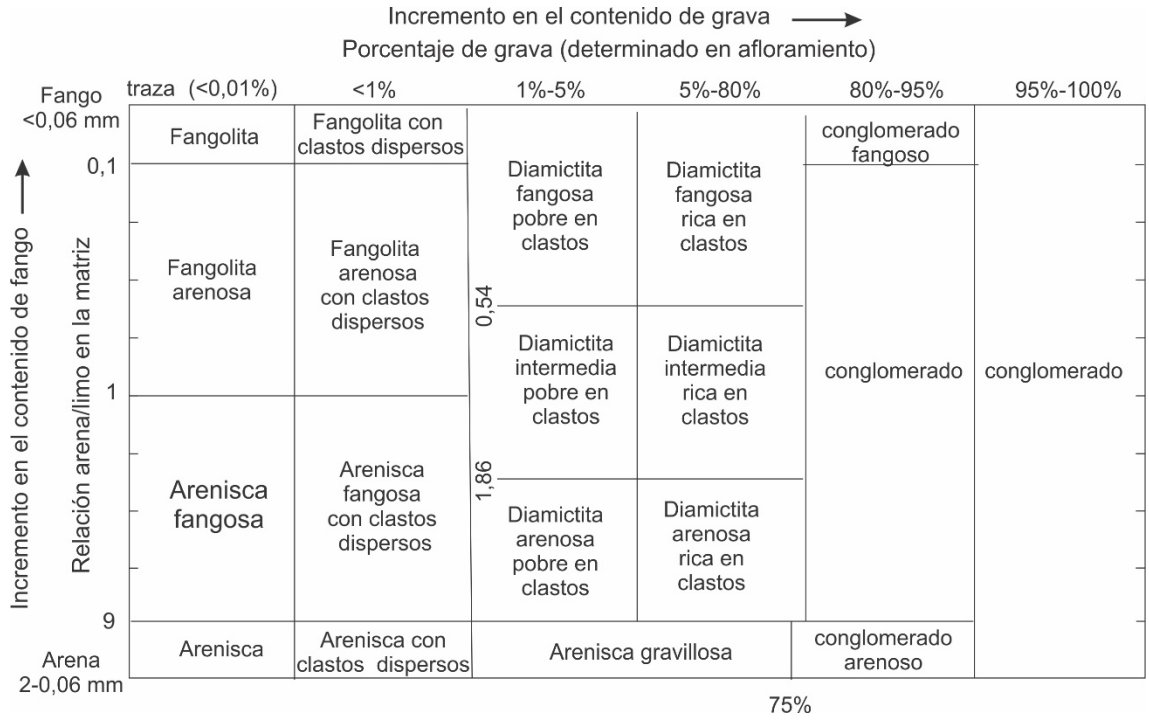


Figura 8.1. Diagrama propuesto por Moncrieff (1989) para la nomenclatura de rocas conteniendo variable proporciones de clastos mayores a 2 milímetros.

Los conglomerados extraformacionales son por mucho los más frecuentes, aunque en algunas secuencias donde el espacio de acomodación de sedimentos sufrió constantes cambios, la presencia de brechas intraformacionales puede ser significativa y hasta dominante. El aporte combinado de clastos extra e intracuencales puede dar origen a conglomerados o brechas híbridas (Fig. 8.2).

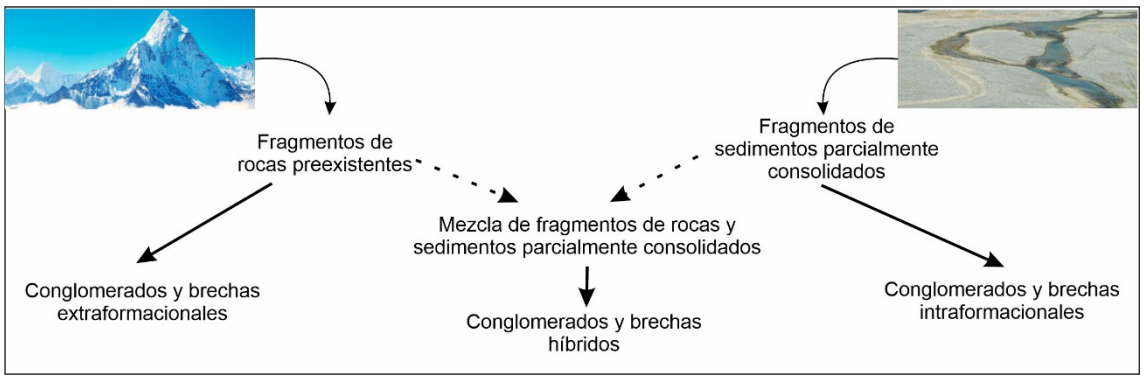


Figura 8.2. Representación esquemática del aporte de fragmentos extra e intraformacionales y la formación de conglomerados extraformacionales, brechas intraformacionales y conglomerados híbridos

Un segundo nivel de categorización corresponde al porcentaje de grava en relación con la matriz arenosa o fangosa, lo que permite separar conglomerados y brechas arenosas de fangosas (véase Fig. 8.1). Téngase en cuenta que este punto no se refiere a la fábrica del conglomerado, sino únicamente a su textura, lo que de alguna manera brinda información sobre el sedimento disponible y eventualmente el ambiente sedimentario.

Paralelamente, la fábrica tiene un rol significativo en la descripción de psefitas, en ella pueden distinguirse tres situaciones. En primer lugar, aquellas en los que la grava es ampliamente dominante (en general mayor a un 70%, Figs. 8.3A y B y 8.4), llevando a que la roca muestre una fábrica "clasto-sostenida" caracterizada por el contacto entre clastos tamaño grava y una matriz rellenando los intersticios. En casos extremos en los que la matriz falta, o es menor a un 5%, se describe a los conglomerados como "calados".

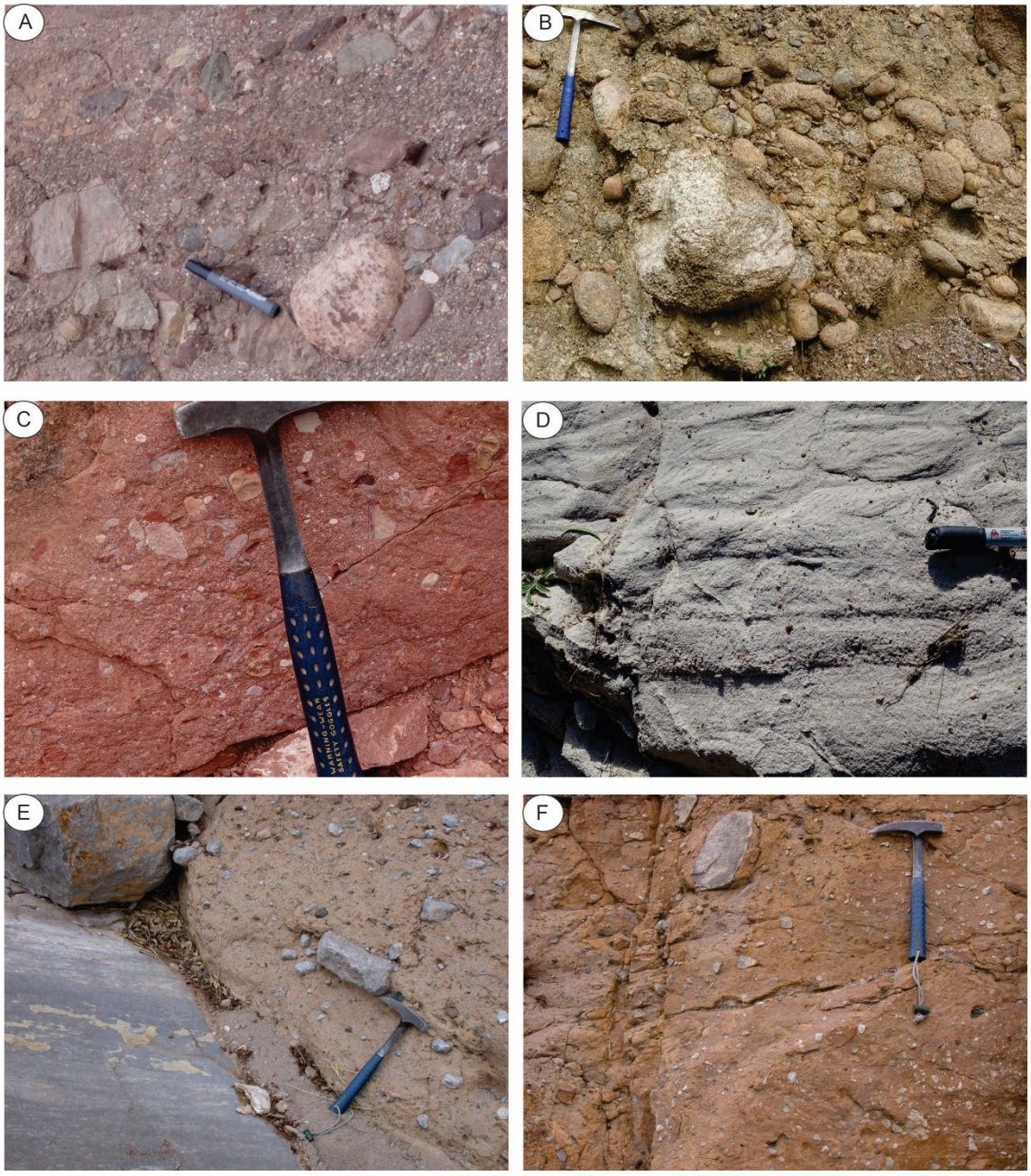


Figura 8.3 (página anterior). Ejemplo de conglomerados clasto versus matriz soportados. A. Conglomerado clasto-soportado, con matriz arenosa de origen fluvial (Terciario, Formación Vinchina) dominado por clastos de volcanitas, sedimentitas y algunas metamorfitas; B. Conglomerado clasto-soportado con baja proporción de matriz arenosa y compuesto mayormente por clastos de granitoides (Carbonífero, Formación Loma Larga); C. Brecha matriz-soportada, en los que la matriz es arenosa mostrando una composición análoga a la de los clastos, nótese el carácter anguloso de los fragmentos; D. Arenisca gravillosa; E. y F. Diamictitas correspondiente a depósitos glacigénicos de la Formación Guandacol (Carbonífero), nótese el carácter matriz-soportado y la composición dominantemente monomíctica de clastos de calizas ordovícicas que forman el basamento en el área.

Un segundo tipo corresponde a aquellos conglomerados con porcentajes de clastos tamaño grava entre un 70% y 55%, en estos casos, los clastos también forman una fábrica clasto-soportada más abierta, pero el rasgo principal es que la matriz ya constituye un porcentaje apreciable del conglomerado (Fig. 8.3 C). Finalmente, las psefitas donde la matriz forma más del 50% de la roca muestran invariablemente fábricas matriz-soportadas. La importancia en la relación clasto/matriz estriba en que, en la mayoría de los casos, refleja si la sedimentación ha sido "grano por grano", en donde los clastos se depositan primeramente formando el esqueleto y la matriz inmediatamente después, o bien en masa, como se observa en los flujos densos o en depósitos glaciarios (Fig. 8.3 E y F).

Otro aspecto relevante para considerar es el tamaño de grano de la matriz, por lo general la matriz arenosa es adjudicada a flujos de baja viscosidad, mientras que la fangosas a flujos de alta viscosidad (Fig. 8.4).

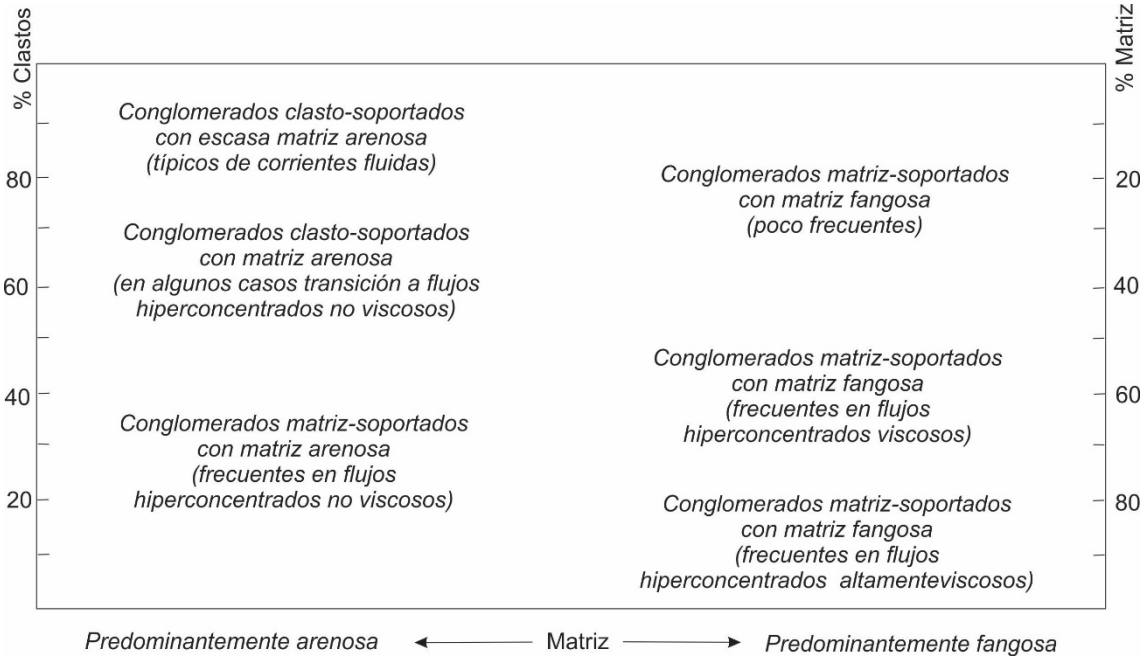


Figura 8.4. Representación esquemática de la fábrica de los conglomerados en función del porcentaje y tamaño de grano de la matriz. Este esquema es igualmente válido para las brechas.

La composición de la grava ocupa un importante nivel en la caracterización de psefitas y su importancia fue reconocida tempranamente por Pettijohn (1949, 1957). Este

autor dividió a las brechas y conglomerados en ortocuarcíticos, compuestos por cuarzo, fragmentos de cuarcitas o ftanitas y los petromícticos integrados por clastos líticos y feldespatos.

La figura 8.5 resume los principales rasgos que permiten la descripción de brechas y conglomerados, los pasos allí señalados indican un orden lógico descriptivo, pero no implican una caracterización jerárquica, ya que la composición y tamaño de los clastos, que aparece al final de la lista, juegan un papel fundamental en la clasificación de las psefitas.

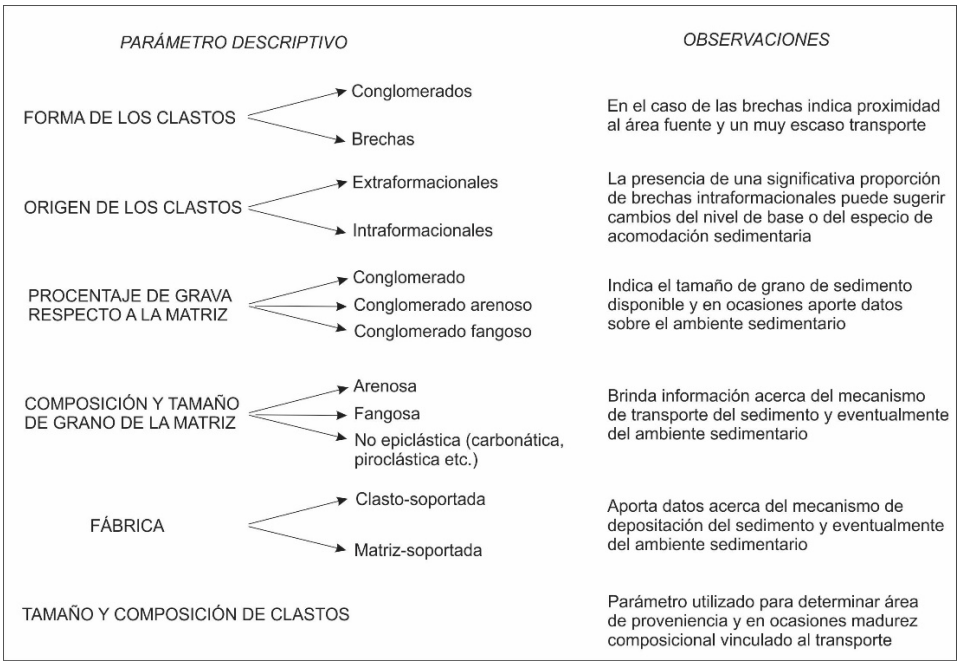


Figura 8.5. Esquema conceptual de categorización de psefitas.

Además de los términos arriba señalados, varios otros nombres que aluden a aspectos descriptivos, y en ocasiones genéticos, han sido propuesto para los conglomerados y brechas. Entre los términos descriptivos, y haciendo alusión a un muy bajo grado de selección granulométrica, Flint et al. (1960a) propusieron el término de simictita (*symmictite*) para rocas sedimentarias terrígenas compuestas por una amplia variedad de tamaños de grano y, por lo tanto, mostrando un bajo grado de selección. Muy poco tiempo después, Flint et al. (1960b) cambiaron el nombre de simictita por diamictita, al notar que simictita había sido utilizado previamente para un tipo de brecha eruptiva (Sederholm, 1924).

Aunque una diamictita no es necesariamente una psefita, es un hecho que gran parte de las diamictitas reúnen una alta proporción de fragmentos tamaño grava que llevan a considerarla como un tipo de conglomerado o brecha mal seleccionada y con frecuencia del tipo matriz-sostenida. La figura 8.6 muestran dos ejemplos de diamictitas, en ambos casos mostrando matriz fangosa y fábrica matriz-sostén.

Autores rusos también consideraron la presencia de psefitas mal seleccionadas, utilizando la denominación de "*miktit*" (Theodorovich, 1939) y "*dzhetymite*"

(Dzholdoshev, 1964), el primero de los términos fue traducido como mictita (*mictite*) por Schermerhorn (1966). Este último autor propuso la denominación de mixtita como un nombre no genético, en gran medida, equivalente a diamictita (véase Schermerhorn, 1966: 833 y 834).

Entre los términos genéticos se destacan los de tillita y tilloide introducidos en la terminología de conglomerados por Blackwelder (1931) y Pettijohn (1957). El primero hace referencia a una diamictita de origen glacial, mientras que el segundo a una roca mal seleccionada que asemeja a un depósito glaciario, aunque presenta una génesis distinta, en muchos casos, vinculada a algún tipo de flujo de detritos.

La figura 8.7 resume algunos términos poco usados en la clasificación o caracterización de psefitas.

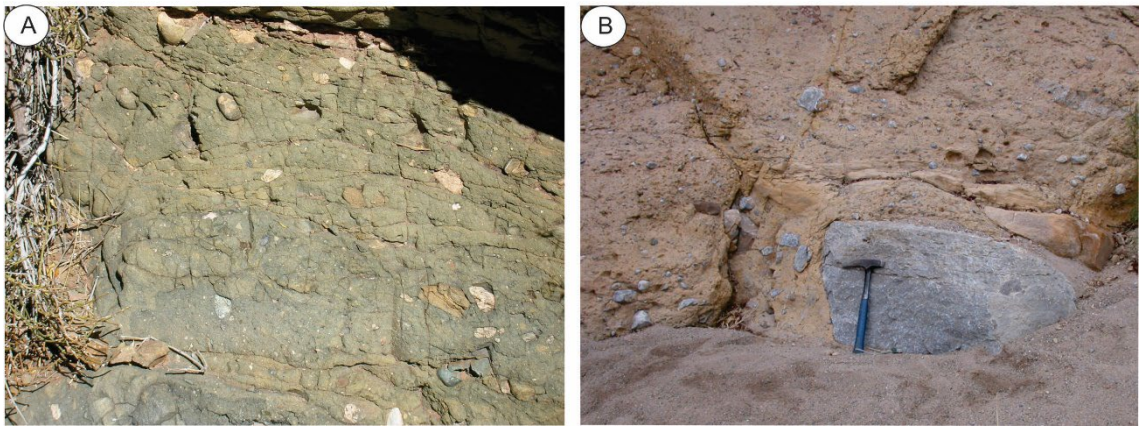


Figura 8.6. Ejemplos de niveles diamictíticos. A. Diamictita masiva matriz-soportada (matriz fangosa) en la Formación Hoyada Verde (Carbonífero); B. Diamictita matriz-soportada incluyendo un clasto de caliza de casi 1 metro de diámetro en la base de la Formación Guandacol (Carbonífero).

CLASIFICACIÓN DE CONGLOMERADOS Y BRECHAS EXTRAFORMACIONALES

Se debe a Pettijohn (1949, 1957) el primer ordenamiento de psefitas el cual no sólo alcanzó amplia difusión, sino también brindó los conceptos generales utilizados por todas las clasificaciones posteriores.

La primera diferenciación efectuada por Pettijohn (1957) fue la separación entre brechas y conglomerados epiclásticos de los piroclásticos (Fig. 8.8), basándose en el mecanismo de fragmentación de los clastos. Mientras los primeros derivan de la fragmentación en condiciones normales de temperatura de rocas preexistentes, o sedimentos tempranamente cementados pertenecientes al mismo ciclo sedimentario (en el caso de los intraformacionales), los segundos provienen de la acumulación de fragmentos piroclásticos originados a temperaturas mayores al ambiente sedimentario.

En el caso de los conglomerados epiclásticos, los parámetros de clasificación son similares a los usados para las areniscas e incluyen: textura, madurez y procedencia. La

textura es considerada un indicador de la fluidez de las corrientes y empleada para separar a los ortoconglomerados (matriz arenosa) de los paraconglomerados (matriz fangosa). En este esquema, los ortoconglomerados son atribuidos a corrientes fluidas, mientras que los paraconglomerados a flujos densos, o bien a agentes de transporte en los cuales el sedimento es llevado en forma masiva, por ejemplo, por empuje de masas de hielo.

TÉRMINO	***COMENTARIO***
Cenoglomerado	Término genético aplicado en algunos países de habla hispana a los conglomerados (o brechas) mal seleccionados y caóticos resultantes de flujos de detritos
Fanglomerado	Término genético aplicado en algunos países de habla hispana a los conglomerados (o brechas) de abanicos aluviales, algunos autores lo sinonimizan a cenoglomerado, pero otros lo consideran formados por corrientes fluidas
Magaconglomerado	Denominación propuesta por Blair y McPherson (1999) para los conglomerados formados por clastos de diámetro superior a 4,1 metros.
Conglomerado de base	Término estratigráfico aplicado a los conglomerados que se apoyan sobre una superficie discordante
Pudinga	Palabra muy probablemente derivada del alemán "pudding" para describir fangolitas guijarrosas en las que los clastos se distribuyen aleatoriamente dentro de la matriz fangosa asemejando un "budin"
Rudita	Vocablo derivado del latín para referirse a conglomerados
Fangolita (o lutita) guijarrosa (o guijosa)	Fangolita con clastos tamaño guija desperdigados, el porcentaje de clastos tamaño guija varía según los autores, pero en general es menor al 15%
Grit	En ocasiones usado para describir areniscas guijarrosas y en otras areniscas gruesas. Debido a su imprecisa definición se sugiere su abandono.
Mixtite	Vocablo propuesto por Schermerhorn (1966) para incluir a rocas mal seleccionadas portando megaclastos. De acuerdo a su definición original el término es descriptivo (no genético)
Brecha piroclástica, hialoclástica o autobrecha	Distintos tipos de brechas volcánica. No corresponden a brechas sedimentarias pues han sido formadas a altas temperaturas
Brecha tecctónica	Brecha resultante deformación y ruptura de rocas por tectonismo. No corresponden a brechas sedimentarias
Tillita	Término genético aplicado a rocas mal seleccionadas (por lo general diamictitas) de origen glacial
Tilloide	Término genético aplicado a rocas mal seleccionadas (por lo general diamictitas) de origen no glacial

Figura 8.7. Algunos términos menos frecuentemente usados en la caracterización de brechas y conglomerados.

Con respecto a este último punto, Pettijohn (1957) separa a los paraconglomerados de origen glacial de los generados por corrientes densas, con frecuencia correspondientes a flujos de detritos.

La madurez composicional sería un indicativo de la intensidad de la meteorización, distancia de transporte o bien el número de ciclos sedimentarios previos a los que estuvo sujeto el sedimento. De acuerdo con la proporción de clastos superestables (cuarzo, cuarcita, ftanita) se los divide en ortocuarcíticos (actualmente denominados oligomícticos) y petromícticos (polimícticos en el sentido de Folk et al., 1970), estos últimos dominados por fragmentos líticos, o con menos frecuencia, feldespatos.

Aunque en su cuadro Pettijohn (1957) no incluyó divisiones dentro de la categoría de conglomerados y brechas intraformacionales, en el texto señala dos tipos principales: 1. Aquellos formados por clastos fangosos en una matriz por lo general arenosa y 2. aquellos en los que los fragmentos son de origen carbonático (caliza o dolomía) y aparecen contenidos dentro de una matriz carbonática-arenosa.

Folk et al. (1970) propusieron incorporar al nombre de los conglomerados la composición del clasto predominante seguido por el sufijo rudita. Así, aquellos casos en los que un solo tipo de clasto predomina, los conglomerados podrían denominarse por ejemplo granito-rudita, volcanorudita, sedrudita o cuarzo-rudita (actualmente el subfijo rudita se reemplaza por conglomerado o brecha según corresponda). Nótese, sin embargo, que estos conglomerados no corresponden a la misma categoría en el sentido de Pettijohn (1957), pues, aunque formados por un único tipo de clasto, sólo el cuarzo-rudita resulta supermaduro y, por lo tanto, oligomíctico.

A

A. CONGLOMERADOS Y BRECHAS AUTOCLÁSTICAS
(resultado de procesos de desecación del sedimento)

1. Con fenoclastos pelíticos o piroclásticos con matriz arenosa
2. Con fenoclastos calcáreos o margosos con matriz calcarenítica

B. CONGLOMERADOS Y BRECHAS ALOCLÁSTICAS
(resultado de acción erosiva de corrientes)

1. Con fenoclastos carbonáticos
2. Con fenoclastos fangosos
   a. Heteroconglomeraods
   b. Homeoconglomerados

C. CONGLOMERADOS Y BRECHAS PSEUDOINTRAFORMACIONALES

B

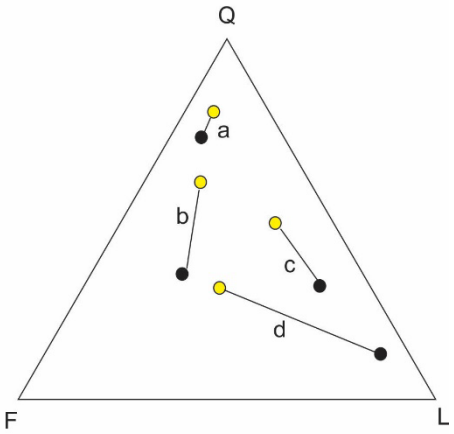


Figura 8.8. A. Esquema de clasificación propuesto originalmente por Pettijohn (1957); B. diagrama triangular que muestra diferentes situaciones en la correlación de la composición de la fracción clástica correspondiente a la grava y la matriz arenosa en conglomerados (para explicación véase el texto). Referencias: círculos amarillos arena, círculos negros grava, Q clastos de cuarzo, cuarcita y ftanita, F feldespatos + granitoides y metamorfitas de alto grado, L fragmentos líticos de grano fino, a, b, c y d ilustran diferentes situaciones discutidas en el texto.

Es conveniente utilizar el nombre de monomícticos para todos aquellos conglomerados o brechas formados preponderantemente por un mismo tipo de clasto inestable o metaestable (fragmentos líticos, feldespatos, etc.), reservándose la denominación de oligomícticos para los compuestos por fragmentos supermaduros (ortocuarcíticos de Pettijohn, 1957).

Una propuesta alternativa fue efectuada por Teruggi (1982) quien dividió a las psefitas descriptivamente según la composición de los clastos, la relación arena/fango en la matriz y la naturaleza del material ligante. Con respecto a este último punto, reconoció tres tipos de ligantes: 1. Mezcla de matriz exógena y cemento, 2. Mezcla de matriz endógena y cemento, 3. Cemento solamente (Fig. 8.9). En el caso de los dominados por matriz exógena y cemento, sigue la clasificación de Pettijohn (1957) dividiéndolos en ortoconglomerados (u ortobrechas, según corresponda) y paraconglomerados (o parabrechas), fijando un valor límite del 15% para el material ligante. Para las brechas y conglomerados intraformacionales (intrapsefitas de Teruggi, 1982, Fig. 8.9), reconoce

cuatro tipos de ligantes principales que incluyen a la matriz fangosa, areniscosa, calcárea o piroclástica.

Para los conglomerados dominados por matriz endógena, los divide en formados por matriz vitroclástica y cataclástica, estos últimos formando las psefitas cataclásticas, equivalentes a los seudoconglomerados de Pettijohn (1957). Los distintos nombres de psefitas en función de la naturaleza del material ligante y la composición de los clastos aparecen en la figura 8.9.

LIGANTE	***NATURALEZA DEL LIGANTE***	***FENOCLASTOS UNICOMPOSICIONALES***	***FENOCLASTOS VARIADOS***
Matriz exógena (psefita epiclástica)	Areniscosa (<15% fango)	Extrapsefita Ortoconglomerado oligomíctico	Extrapsefita Ortoconglomerado polimíctico
	Fangosa (>15% fango)	Extrapsefita Paraconglomerado oligomíctico	Extrapsefita Paraconglomerado Polimíctico - Diamictitas
	Fangosa, areniscosa, calcárea o piroclástica	Intrapsefita	Intrapsefita
Matriz endógena (psefita piroclástica)	Vitroclástica (trizas y pulvículas)	Psefita piroclástica	
	Roca triturada	Psefita cataclástica	
Cemento solamente	Calcáreo Silíceo Evaporítico	Brecha físico-química	
	Vítreo	Brecha de impacto	

Figura 8.9. Modelo de clasificación de psefitas basado en la composición del material ligante, la relación fango / arena y la composición de los clastos. Modificado de Teruggi (1982).

Un aspecto raramente considerado en las clasificaciones de conglomerados o brechas es la composición mineralógica de la matriz arenosa y si esta guarda correlación o no con la grava que forma la fracción más gruesa. Este aspecto deberá ser investigado en los próximos años, especialmente por las implicancias que pueda tener con respecto a áreas de proveniencia, distancia de transporte e incluso paleoclimáticas. En la figura 8.8B se grafican, sólo a modo de ejemplo, algunos resultados obtenidos del estudio composicional de sedimentos areno-gravosos actuales y de conglomerados. La primera observación es que en todas las muestras analizadas existe cierta disparidad entre la composición de la arena que forma la matriz y las gravas (clastos de los conglomerados). Esta disparidad es fácilmente entendida si se tiene en cuenta la figura 6.1 (Capítulo 6), que muestra el control que ejerce la granulometría sobre la composición. En otras palabras, la proporción de fragmentos líticos es siempre menor en la arena que en la grava.

En el caso de los conglomerados con elevado porcentaje de cuarzo (a en la Fig. 8.8B) es donde parece observarse una mayor correlación composicional entre clastos y matriz. Cuando los conglomerados están dominados por fragmentos líticos de grano fino (c en la

Fig. 8.8B) la correlación disminuye, pero parece ser algo mayor que cuando dominan granos de feldespatos, granitoides y metamorfitas de alto grado (b en la Fig. 8.8B). Finalmente, los conglomerados compuestos mayormente por clastos de volcanitas (d en la Fig. 8.8B), son los que muestran mayor disparidad composicional entre la fracción arena y los clastos de grava. En este caso se observa un enriquecimiento no sólo en cuarzo, sino también en feldespatos (especialmente plagioclasas).

Una de las críticas que pueden hacerse a las clasificaciones de conglomerados y brechas es la falta de información acerca de la composición de los clastos. Boggs (1992) intentó subsanar esta limitación presentando un nuevo esquema mucho más informativo (Fig. 8.10).

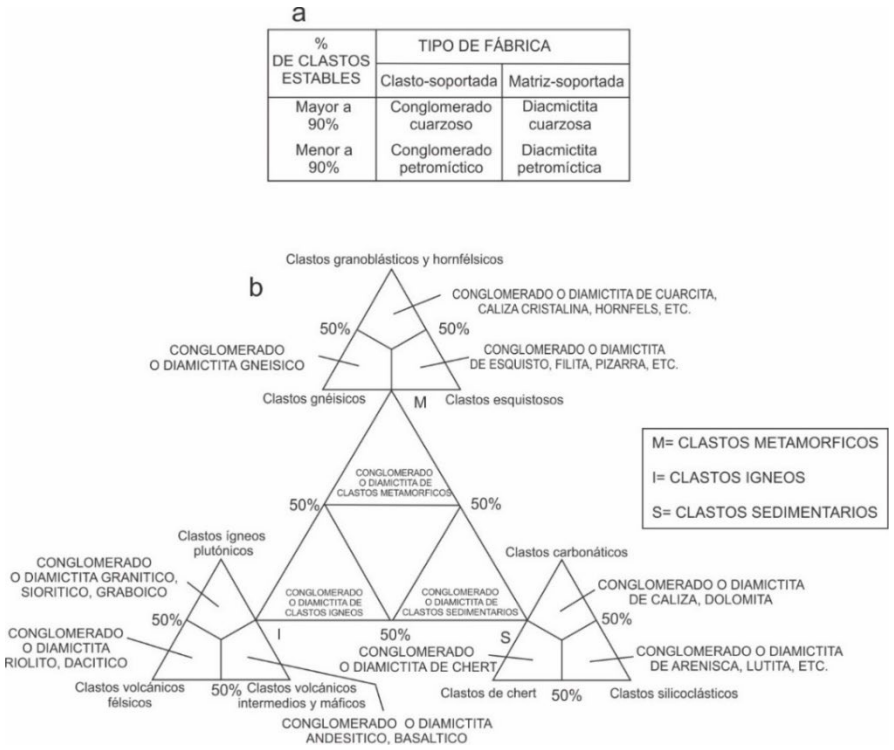


Figura 8.10. Modelo de clasificación de conglomerados propuesto por Boggs (1992).

El modelo de Boggs (1992, Fig. 8.10) hace una primera distinción entre los conglomerados con más de un 90% de clastos superestables (cuarzo, cuarcita y chert), a los que denomina cuarzosos, y aquellos con menos de 90% identificados como petromícticos. Para estos últimos propone un diagrama de clasificación triangular en cuyos vértices grafica el porcentaje de clastos de composición metamórfica, ígnea y sedimentaria. Los nombres asignados a cada categoría aparecen en la figura 8.10, como así también los triángulos complementarios que permiten una caracterización más precisa de los conglomerados.

La clasificación de Boggs (1992) considera además la fábrica del conglomerado como un parámetro de clasificación de primer orden, distinguiendo las clasto-soportadas, para las que utiliza el término conglomerado (o brecha según corresponda), y las matriz-

soportadas a las que llama diamictitas (Fig. 8.10). En este punto existe cierta diferencia con la propuesta original de Flint et al. (1960b) quienes definen a la diamictita como una roca muy pobremente seleccionada.

Debe tenerse en cuenta que no toda psefita matriz-soportada presenta necesariamente mala selección, un ejemplo ilustrativo es el de algunos conglomerados fluviales resultantes de flujos hiperconcentrados no viscosos los que presentan matriz arenosa, fábrica matriz-soportada y selección moderada a buena (Fig. 8.11). Es por ello que nosotros reservamos el término diamictita para psefitas mal seleccionadas independientemente de su fábrica, manteniendo de esta forma la definición original de Flint et al. (1960b).

Es importante hacer notar que los términos "paraconglomerado" y "ortoconglomerado" no aparecen en la clasificación de Boggs (1992), debido a que la granulometría de la matriz no es tenida en cuenta como criterio de clasificación.

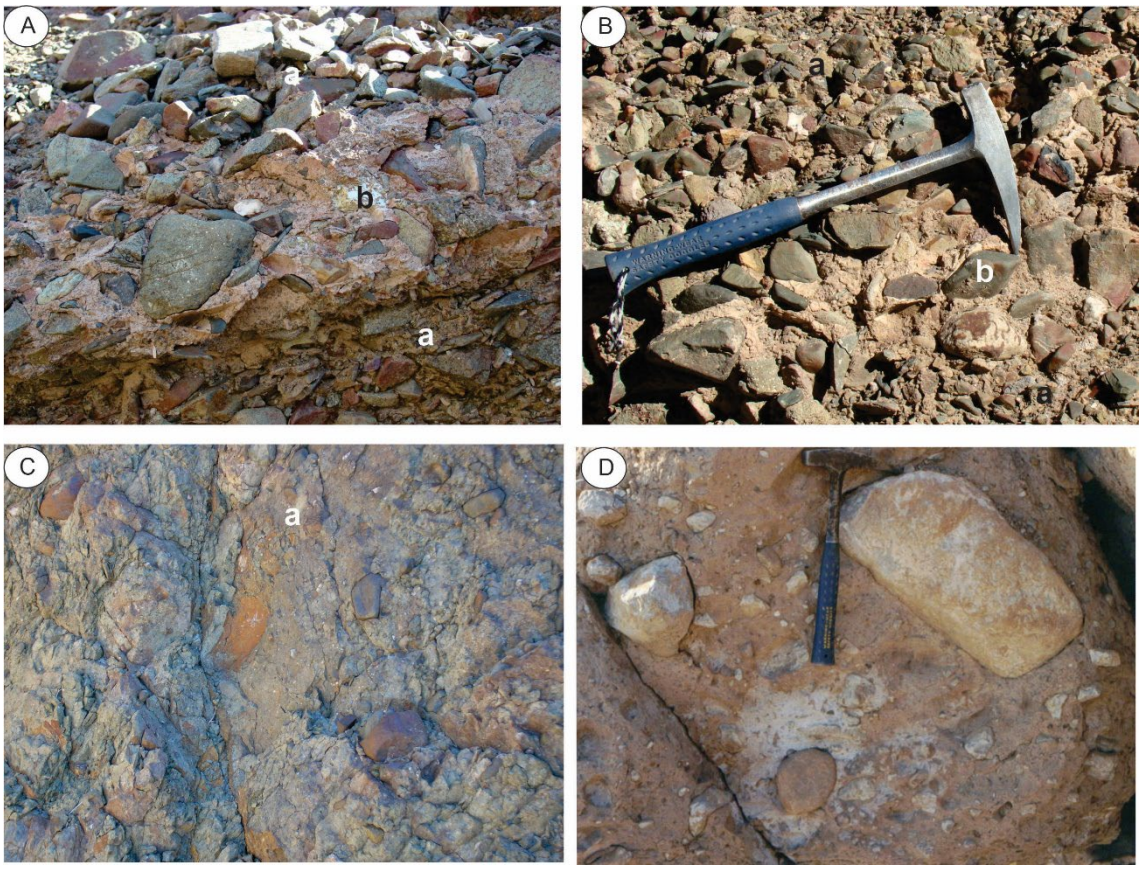


Figura 8.11. Ejemplo de conglomerados matriz-soportados mostrando diferente selección granulométrica: A y B conglomerados con matriz arenosa y moderada a buena selección (b) intercalados entre bancos de conglomerados clasto soportados (a) (Formación El Corral, Neógeno Cuenca de Antepaís Andina); C y D conglomerados clasto-soportados correspondientes a diamictitas en el sentido de su pobre selección granulométrica (Formación Guandacol, Carbonífero, sección glacigénica).

Limarino et al. (1996, en Scasso y Limarino, 1997) presentaron una propuesta que tomando los esquemas hasta ahora tratados intenta enlazar las clasificaciones de

conglomerados con la de areniscas (Figs. 8.12 y 8.13). Esta clasificación se basa en tres parámetros: 1. Textura de la matriz, 2. Tipo de fábrica y 3. Composición de los clastos.

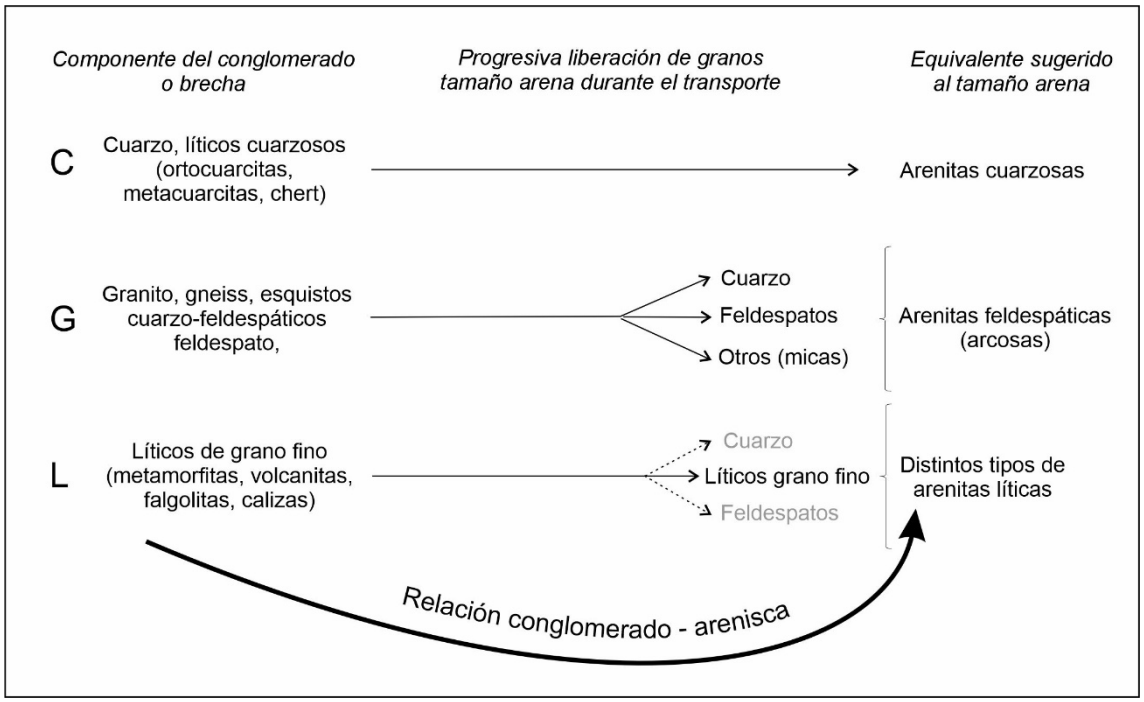


Fig. 8.12. Agrupamiento de clastos seguido en la clasificación de conglomerados, C incluye a los resistatos cuarzosos, G corresponde a todos aquellos fragmentos tamaño grava que como consecuencia del transporte liberen granos de feldespatos, cuarzo y micas compatibles con una composición arcósica al tamaño arena, y L agrupa a los clastos líticos de grano fino que permanecen como fragmentos de roca en la granulometría arena.

Como previamente señalara Pettijohn (1949, 1957), la textura de la matriz es importante pues nos da una idea de la viscosidad de la corriente (corrientes viscosas asociadas a matriz fangosa y corrientes no viscosas a matriz arenosa). Por otro lado, el tipo de fábrica indica principalmente el mecanismo de depositación, clasto-soportada relacionada a depositación grano por grano y matriz-soportada depositación en masa).

Finalmente, la composición de los clastos fue considerada debido a su valor como indicadora del área de proveniencia y eventualmente como parámetro de madurez composicional. El diagrama de la figura 8.13 muestra el esquema de clasificación de Limarino et al. (1996), allí en el eje horizontal el tipo de matriz divide a los ortoconglomerados de los paraconglomerados. Por otro lado, el eje vertical representa los dos tipos de fábricas principales, la clasto-soportada formando los clasto-ortoconglomerados (o clasto-paraconglomerados según la granulometría de la matriz) y la matriz-soportada que forma matriz-ortoconglomerado (o matriz-paraconglomerados, Fig. 8.13).

En lo que respecta a la composición de los clastos está representada en los vértices de los cuatro triángulos por C (cuarzo + chert + cuarcitas), G (granitos + gneises + feldespatos) y L: (fragmentos líticos afaníticos, Fig. 8.13). Este agrupamiento intenta mostrar la hipotética composición al tamaño arena de los fragmentos de grava como

resultado del transporte, enlazando la presente clasificación con la de areniscas (por ejemplo, Folk et al., 1970). De esta forma, los fragmentos incluidos en G, debido a su textura granosa, entregarán principalmente feldespatos y cuarzo al tamaño arena (originando arcosas y subarcosas), mientras que la mayor parte de los líticos afaníticos perdurarán como fragmentos de rocas (originando arenitas líticas y sublíticas, Figs. 8.12 y 8.13).

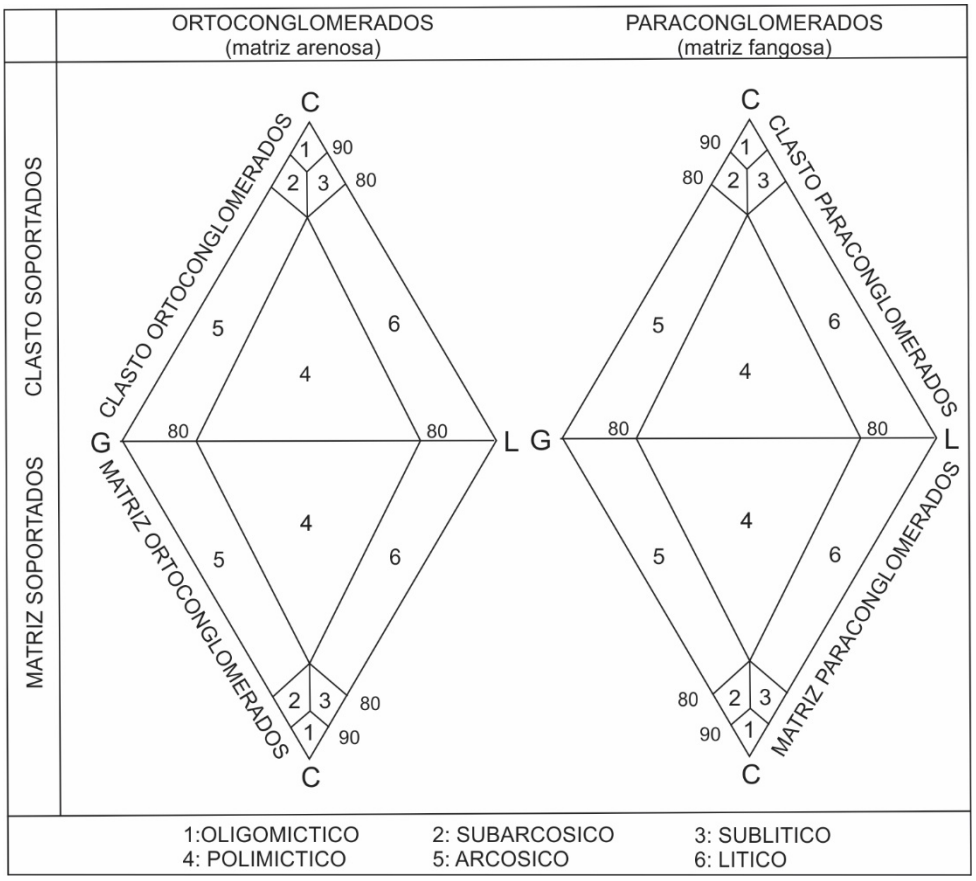


Fig. 8.13. Propuesta de clasificación de conglomerados presentada por Limarino et al. (1996) basada en la textura de la matriz, fábrica y composición de clastos. Para explicación de los parámetros utilizados véase la figura 8.12 y el texto.

CLASIFICACIÓN DE CONGLOMERADOS Y BRECHAS INTRAFORMACIONALES E HÍBRIDAS

Debido al escaso redondeamiento de los clastos, las psefitas intraformacionales son por lo general brechas y mucho más raramente conglomerados, por su composición resultan monomícticas, sólo excepcionalmente polimícticas y en cuanto a su fábrica prevalecen las matriz-soportadas. Spalletti y Mazzoni (1975) idearon una clasificación que se basa en el mecanismo responsable de la generación de los fragmentos (desecación o erosión), la composición de los clastos (silicoclásticos, piroclásticos o carbonáticos) y la correspondencia entre la composición mineralógica de los fragmentos mayores y la matriz.

En la figura 8.14 se muestra la clasificación original de Spalletti y Mazzoni (1975), la que ha sido ligeramente modificada para incluir a los clastos de evaporitas. En lo que respecta al mecanismo de formación de los fragmentos, la clasificación denomina autoclásticos a los producidos por desecación y aloclásticos por erosión de un sustrato parcialmente cementado.

CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN	***CLASIFICACIÓN***
	A. CONGLOMERADOS Y BRECHAS AUTOCLÁSTICAS (resultado de procesos de desecación del sedimento)
1. Mecanismo de formación de los clstos	
Desecación Erosión	1. Con fenoclastos pelíticos o piroclásticos con matriz arenosa 2. Con fenoclastos calcáreos o margosos con matriz calcarenítica 3. Con fenoclastos de evaporitas en una matriz por lo general fangosa-evaporítica
2. Composición de los clastos	
Silicoclástico Carbonático Piroclástico	B. CONGLOMERADOS Y BRECHAS ALOCLÁSTICAS (resultado de acción erosiva de corrientes)
	1. Con fenoclastos carbonáticos 2. Con fenoclastos fangosos o piroclásticos a. Heteroconglomeraods b. Homeoconglomerados 3. Con fenoclastos de evaporitas a. Heteroconglomeraods b. Homeoconglomerados
3. Correspondencia mineralógica	
Concurrente No concurrente	
	C. CONGLOMERADOS Y BRECHAS PSEUDOINTRAFORMACIONALES

Fig. 8.14. Clasificación de brechas intraformacionales modificada a partir de la propuesta de Spalletti y Mazzoni (1975), a la izquierda los tres criterios principales empleados en la clasificación, a la derecha esquema de clasificación.

El segundo parámetro utilizado distingue tres grupos composicionales principales, por un lado, clastos silicoclásticos que por lo general corresponden a fangolitas, en mucho menor proporción a areniscas y sólo excepcionalmente a conglomerados finos. Por otro lado, los fragmentos de origen carbonático, a los que se agregan aquí los de yeso, u otros tipos de evaporitas que, aunque no muy frecuentes pueden formar niveles de brechas intraformacionales (Peryt y Kovalevich, 1997). El último grupo incluye a los fragmentos de piroclastitas, que comprenden tanto a tobas como a fangolitas tobáceas.

El tercer parámetro de clasificación es composicional-textural y denomina heteroconglomerados a aquellos en los que los clastos y matriz muestran desigual composición y diferente textura, mientras que utiliza el nombre de homeoconglomerados cuando los clastos y la matriz exhiben igual composición y textura.

Se utiliza en este libro la denominación de brecha o conglomerado híbrido para aquellos compuestos tanto por fragmentos intra como extraformacionales (Figs. 8.2, 8.15 y 8.16). Este tipo de conglomerado, aunque no común, son algo más frecuentes que lo corrientemente asumido, especialmente en aquellas secuencias donde ocurren recurrentes cambios en el nivel de base, lo que llevan a la mezcla de sedimentos “normales” (extraformacionales) con los resultantes de la erosión de acumulaciones correspondientes al mismo ciclo sedimentario (intraformacionales).

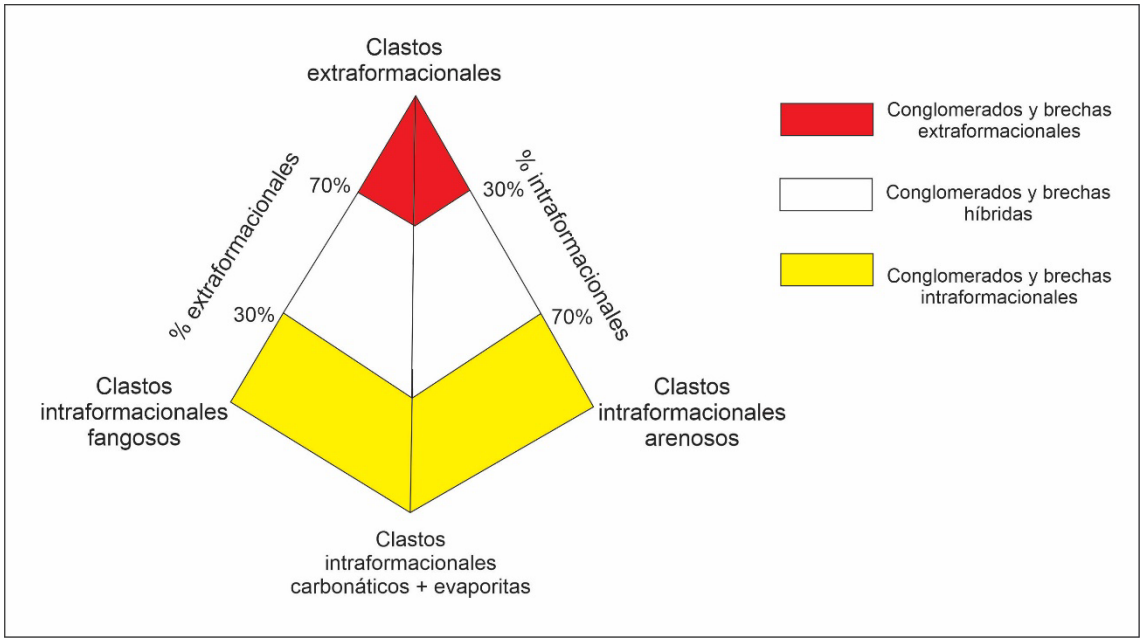


Fig. 8.15. Tetraedro que representa la diferencia entre conglomerados (o brechas) extraformacionales, intraformacionales e híbridas. Nótese que un valor de 70% de los clastos respectivos es el límite para conglomerados extracuencales e intracuencales. La zona blanca del tetraedro representa los conglomerados y brechas híbridas.

Los principios que permiten el reconocimiento y caracterización de conglomerados y brechas híbridas son conceptualmente similares a los utilizados por Zuffa (1980) en el caso de las areniscas híbridas e intraformacionales (véase Capítulo 6), pero en este caso no sólo la composición, sino también la granulometría de los fragmentos, son los criterios de clasificación. En este sentido hemos utilizado el tetraedro de la figura 8.15 para representar los tres tipos de conglomerados, en el vértice superior se agrupan todos los clastos extraformacionales (cuarzo, granito, volcanitas, sedimentitas, etc.) y en la base del tetraedro los tres componentes intracuencales principales (fragmentos de fangolitas, calizas y areniscas).

Nótese que el límite propuesto para considerar a un conglomerado extraformacional o una brecha intraformacional es del 70% de los clastos respectivos (Fig. 8.15). La experiencia demuestra que las brechas y conglomerados híbridos son generalmente descriptos como extraformacionales, pasando por alto una apreciable cantidad de fragmentos intraformacionales pero, en opinión de los autores, es mucho más conveniente la separación de las tres clases de conglomerados por el significado genético que cada una de ellas implica.

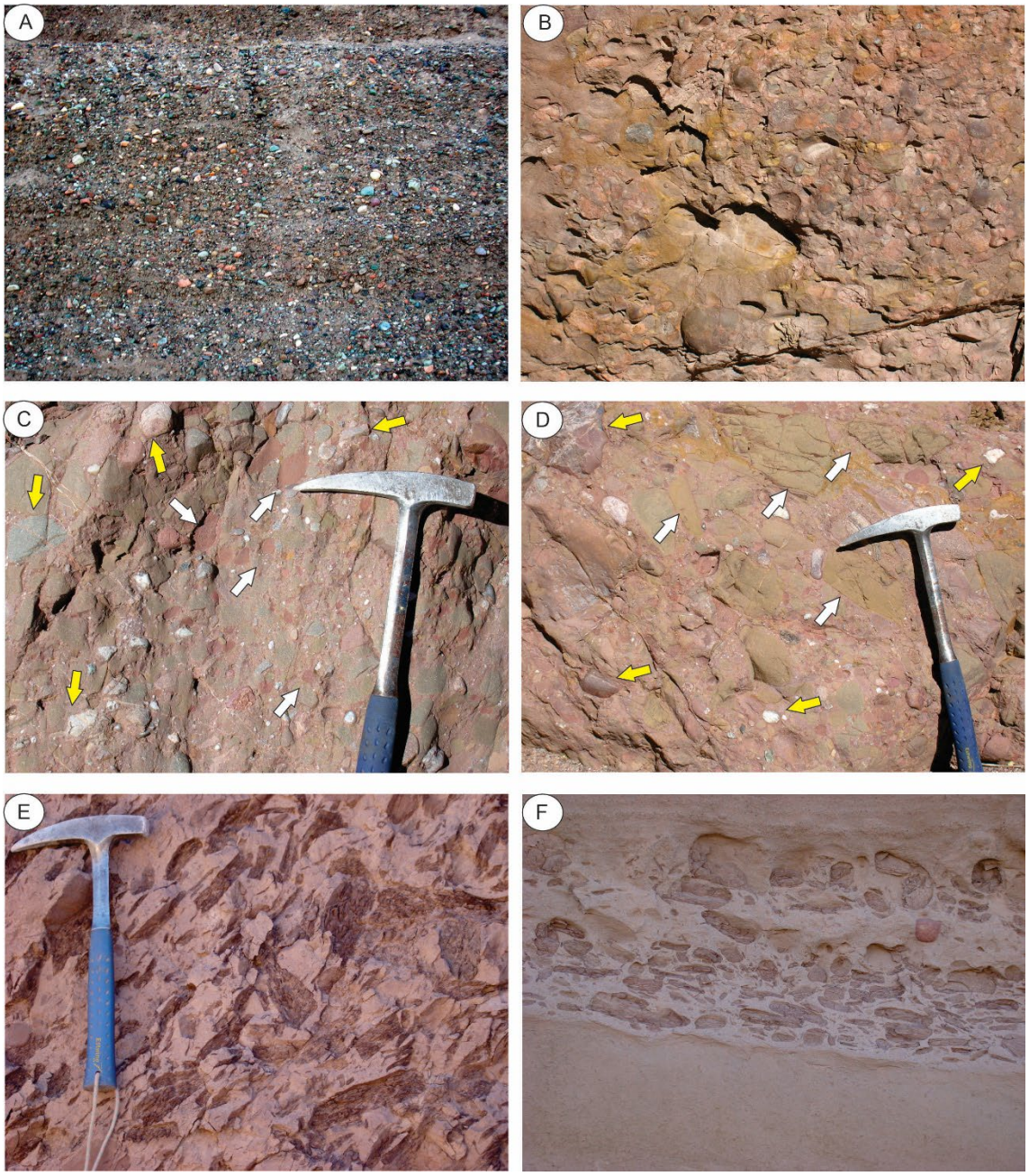


Fig. 8.16. Ejemplo de los tipos de conglomerados mostrados en el tetraedro de la figura 6.15. A y B. Ortoconglomerados polimícticos (extraformacionales) clasto-soportados que representan el tipo más común de psefita correspondientes a la parte superior del tetraedro; C y D. Brechas híbridas matriz-soportadas formadas por una mezcla de clastos extraformacionales (flechas amarillas) e intraformacionales (flechas blancas); E. Brecha matriz-soportada intraformacional compuesta por fragmentos angulosos de fangolitas inmersos en una matriz arenosa y F. Similar a E pero aumenta el redondeamiento de los clastos de fangolitas pasando en transición a un conglomerado matriz-soportado intraformacional.

PRINCIPALES TIPOS (SUITES) DE CONGLOMERADOS

Los conglomerados exhiben una amplia gama composicional cuyas modas detríticas pueden brindar importante información acerca de las áreas de aporte, siendo menos susceptible a la distorsión producida por el efecto del clima, el transporte y la diagénesis

que en el caso de las areniscas. Sin embargo, con algunas excepciones (Díaz y Marenssi, 2020), raramente los conglomerados han sido utilizados como indicador de áreas fuente, probablemente debido a su menor representación en las columnas sedimentarias cuando se los compara con areniscas e incluso fangolitas. Algunos ejemplos de la utilización de conglomerados para identificar áreas fuentes son dados en el Capítulo 15.

En los siguientes renglones haremos algunas breves consideraciones acerca de cuatro de los principales tipos (suites) de conglomerados: conglomerados cuarzosos, conglomerados cuarzo-feldespáticos, conglomerados líticos y conglomerados polimícticos (Tabla 8.1).

Suite de conglomerados cuarzosos:

Dentro de los diferentes tipos de conglomerados, los cuarzosos plantean algunos interesantes interrogantes que básicamente se centran en el origen de los altos porcentajes de resistatos silíceos (superiores a 90%), lo que requiere la destrucción de grandes volúmenes de rocas para generar una apreciable concentración de guijarros de cuarzo. Las preguntas principales se centran en: 1. Su valor como indicadores de áreas de aporte, 2. En si es posible obtener conglomerados cuarzosos de un solo ciclo sedimentario o por el contrario son mayormente policíclicos y 3. La causa de la mayor representación de conglomerados cuarzosos a medida que el registro geológico es más antiguo (especialmente en el Precámbrico).

Con respecto a las características de las áreas de aporte, y como en el caso de las areniscas, debe considerarse que la meteorización, un prolongado transporte y varios ciclos de sepultamiento y exhumación pueden concentrar el cuarzo distorsionando la señal de áreas de proveniencia. Sin embargo, aun asumiendo estas distorsiones existen al menos tres clases principales para los conglomerados cuarzosos: 1. Aquellos dominados por clastos de cuarzo monocristalino (comúnmente descripto como cuarzo de vena), 2. Conglomerados formados principalmente por clastos de ortocuarcitas o metacuarcitas y 3. Los que se componen mayormente por microcuarzo derivado de distintos tipos de chert, incluyendo chert de radiolarios, tobas silicificadas, microcuarzo concrecional y de reemplazo de evaporitas o calizas (Fig. 8.17).

Dentro de la categoría del cuarzo monocristalino se incluyen los guijarros formados por un único cristal o bien varios cristales, pero de tamaño mayor a 20 micrones. Este tipo de cuarzo frecuentemente deriva de vetas y diques dispuestos dentro de secuencias metamórficas, sedimentarias, más raramente volcánicas, o bien de diferenciados cuarzosos tardíos en rocas granosas, en ocasiones, asociadas a actividad hidrotermal. Para discernir entre los diferentes orígenes, el estudio de la composición de la matriz arenosa puede resultar de gran ayuda.

Resulta obvia la procedencia de los conglomerados formados por clastos de cuarcitas, en un caso ideal es importante diferenciar entre fragmentos de orto y metacuarcitas, aunque no siempre ello es posible megascópicamente. Sin embargo, la observación microscópica mediante secciones delgadas de los guijarros puede brindar valiosa información en este punto. Es así como rasgos típicamente metamórficos como texturas

en mortero, bordes de cristales poligonizados, crecimientos granoblásticos o evidencias de recristalización pueden indicar que se trata de metacuarcitas. Por el contrario, la identificación de los diferentes tipos de texturas clásticas, comúnmente presentes en areniscas, indica la presencia de ortocuarcitas.

Tipo de conglomerado	***Composición***	***Observaciones***
Suite de conglomerados cuarzosos	Compuestos por clastos de cuarzo, cuarcitas y chert	Aunque pueden indicar áreas de aporte dominadas por rocas cuarzosas, en muchos casos resultan de la concentración policíclica de resistatos por lo que no necesariamente reflejan el área de proveniencia
Suite de conglomerados cuarzo-feldespáticos	Tres tipos principales: 1. formados por granitoides, 2. por rocas filonianas y 3. por cristales de cuarzo y feldespatos	Indican aportes de áreas dominadas por rocas cristalinas. Condiciones climáticas semiáridas o áridas, escaso transporte y rápido sepultamiento favorecen la preservación de los feldespatos
Suite de conglomerados líticos	Comprende a tres asociaciones dominadas por fragmentos de rocas sedimentarias, metamórficas o volcánicas	Debido a que están formados por fragmentos relativamente inestables pueden brindar importante información sobre el área de proveniencia
Suite de conglomerados polimícticos	Incluye diferentes proporciones de clastos de rocas igneas, metamórficas, sedimentarias, rodados de cuarzo y feldespato	La amplia variación composicional impide sugerir determinadas áreas de aporte

Tabla 8.1. Síntesis de los principales tipos de conglomerados extraformacionales.

Con respecto a los conglomerados cuarzosos dominados por clastos de cuarzo microcristalinos conforman un grupo en que los guijarros pueden provenir de muy distintos orígenes, siendo necesaria la exploración microscópica para su dilucidación. Entre las derivaciones más comunes se encuentra el origen biogénico, como por ejemplo radiolaritas, la identificación de este tipo de guijarro se basará en la presencia de microtexturas organógenas a menudo con el auxilio de microscopía electrónica o ataques químicos (Pessagno y Newport, 1972; Ito et al., 2017; Onoue et al., 2024).

Otro origen frecuente es el cuarzo microcristalino derivado de fuentes hidrotermales o "chertificación" de tobas, en este caso es muy común que los guijarros no sólo correspondan a microcuarzo, sino que también se asocien a clastos de calcedonia y ópalo. En los casos en que los guijarros deriven de la silicificación de tobas, el reconocimiento de "fantasmas" de trizas vítreas, y eventualmente fragmentos pumíceos, será de gran ayuda.

Un grupo diferente de clastos de cuarzo microcristalino incluye a los derivados del reemplazos de calizas o evaporitas por sílice, en este caso es necesaria la detección a nivel microscópico de remanentes de calcita, yeso o dolomita correspondientes a las rocas parcialmente reemplazadas. Además, es frecuente que algunos guijarros puedan también resultar de la acumulación de concreciones silíceas, las que podrán ser identificadas por la textura concrecional (en capas concéntricas) mostrada por el guijarro.

En lo que respecta al origen de los conglomerados cuarzosos, existe cierto debate sobre si pueden formarse a partir de un solo ciclo sedimentario o, por el contrario, necesariamente resultan policíclicos. Es evidente que la formación de un conglomerado

que concentra más de un 90% de clastos de cuarzo requiere la destrucción de un considerable volumen de roca, ya sea por efecto de la meteorización o de un prolongado y vigoroso transporte (Dal Cin, 1968; Pettijohn, 1975; Kingsley, 1984; Boggs, 2000, 2009). Tales condiciones pueden, al menos en teoría, formarse durante un solo ciclo sedimentario bajo condiciones climáticas extremadamente agresivas y baja tasa de subsidencia, acopladas a un transporte lo suficientemente prolongado como para eliminar no sólo los minerales inestables, sino también los metaestables como los feldespatos (Pokki et al., 2013). En opinión de muchos autores, los conglomerados cuarzosos difícilmente se formen durante un único ciclo sedimentario, siendo más probable que resulten del reciclaje de varios episodios de transporte, depositación, enterramiento y exhumación, que conducen a la concentración de los clastos de cuarzo, cuarcitas y chert (Youngson y Craw, 1996; Youngson et al., 2006; Phillips, 2007). Por lo tanto, salvo el caso de un área de aporte formada mayormente por cuarcitas, un origen policíclico para los conglomerados cuarzosos parece ser en muchos casos el más probable.

Un aspecto altamente significativo de los conglomerados cuarzosos es el hecho de que se hacen más frecuentes a lo largo del registro geológico desde el Terciario al Precámbrico, alcanzando su máximo de formación en este último período. Una interesante hipótesis presentada por Cox et al. (2002) es que el origen de muchos conglomerados cuarzosos, especialmente de edad precámbrica, no es depositacional sino diagenético. Los mencionados autores señalaron que la concentración de clastos de cuarzo, cuarcita y chert se incrementaba durante la diagénesis debido a la eliminación postdepositacional de los fragmentos menos estables, vía desintegración y disolución diagenética. Es importante, sin embargo, hacer notar que Cox et al. (2002) no postularon que todos los conglomerados cuarzosos presentaban un origen diagenético, aunque este mecanismo podría haber actuado eficientemente en muchos casos.

Suite de conglomerados cuarzo-feldespáticos:

Se incluyen en este grupo a los "conglomerados arcósicos" de la clasificación de Limarino et al. (1996) los que se encuentran formados por clastos líticos de granitoides, gneises y migmatitas junto a rodados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Aunque este tipo de conglomerados sugiere el aporte de macizos formados por rocas cristalinas, tres tipos principales deberían reconocerse (Fig. 8.17). Por un lado, aquellos derivados de rocas ígneas plutónicas o hipabisales donde predominan los fragmentos de granitoides, un segundo grupo es el compuesto por clastos de rocas foliadas (gneises, migmatitas, distintos tipos de esquistos, etc.) que indican derivación de fuentes metamórficas de alto grado (Fig. 8.17). Finalmente, un tercer grupo incluye a los conglomerados dominantemente formados por rodados de cuarzo y feldespatos, éste último es más común en conglomerados de grano fino.

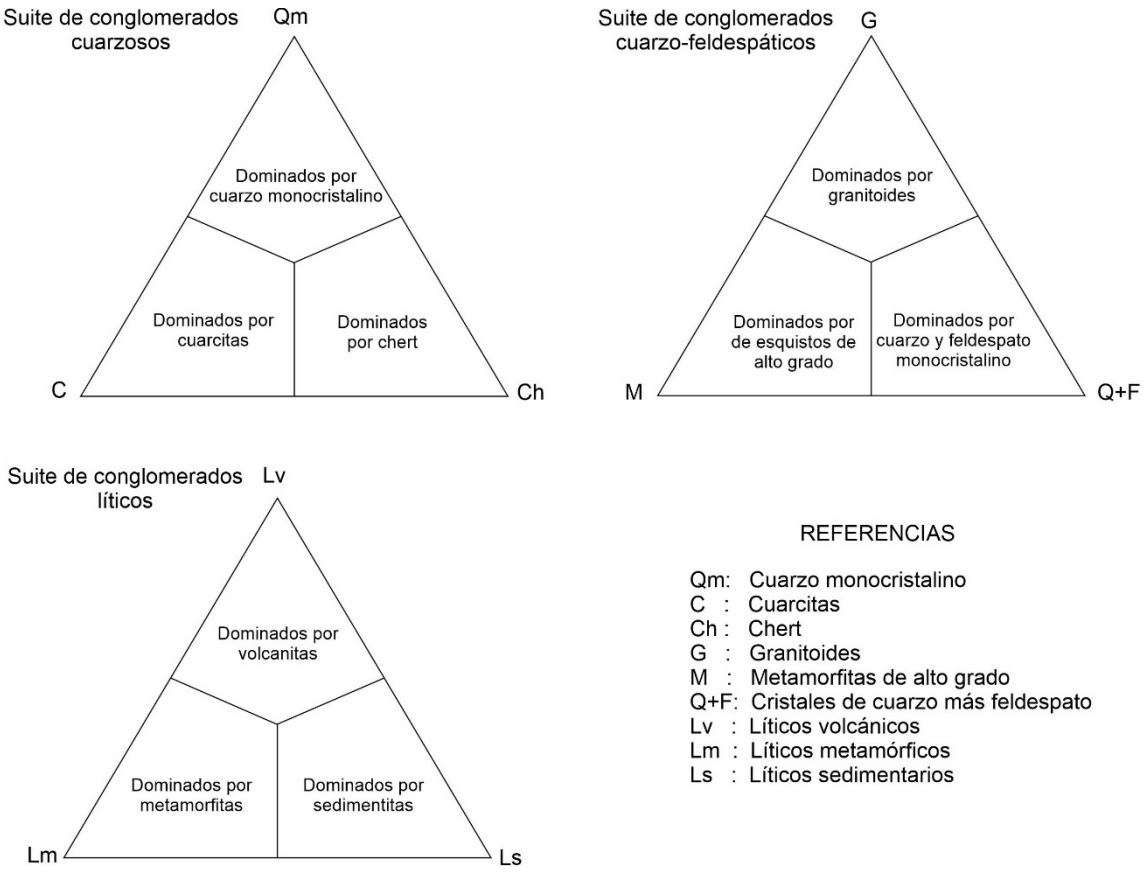


Fig. 8.17. Diagramas triangulares que caracterizan las principales variantes composicionales para los principales tipos de suites reconocidos en este libro.

Los conglomerados cuarzo-feldespáticos están compuestos por clastos que reúnen minerales de muy variable estabilidad, ultraestables (cuarzo), metaestables (feldespatos) e inestables (micas, anfíboles y accesorios). En condiciones climáticas que favorecen una alta tasa de meteorización, la hidrólisis de los feldespatos y la hidratación de micas promueve la desagregación de la roca, aún en el área fuente, por lo que la producción de guijarros puede ser parcialmente sustituida por la liberación de granos de arena. Esta situación suele manifestarse en el registro geológico de secuencias fluviales por la aparición de conglomerados con clastos que "flotan" dentro de estratos arenosos. Este tipo de depósito, en muchos casos, aunque no siempre, evidencia baja relación en la producción grava/arena en el área fuente o próxima a ella.

En climas no tan agresivos las gravas son incorporados a los distintos medios sedimentarios y su estabilidad dependerá en gran medida de la energía de los agentes de transporte. Un buen ejemplo de lo dicho resulta de la comparación del transporte fluvial con el ambiente marino de playa. En condiciones normales, los clastos de granitoides y esquistos parecen mostrar mayor resistencia al transporte por rolido en canales fluviales que al oleaje y a las corrientes de deriva litoral a lo largo de playas marinas, donde se desagregan mucho más fácilmente.

Los climas semiáridos y áridos (cálidos), donde la hidrólisis e hidratación de minerales se encuentra inhibida, parecen ser los más apropiados para la preservación desde guijarros hasta bloques de granitoides y metamorfitas de alto grado.

Por todo lo expuesto, en general, se asume que condiciones climáticas semiáridas, escaso transporte y rápido sepultamiento (alta subsidencia), favorecen la preservación de secuencias potentes de conglomerados cuarzo-feldespáticos.

El efecto de la diagénesis sobre este tipo de conglomerados se centra en la alteración selectiva de algunos componentes de la matriz, principalmente feldespatos (Lee y Parsons, 1998; Kang et al., 2018), lo que incrementa la porosidad en algunas rocas reservorios de hidrocarburos.

Suite de conglomerados líticos:

Los conglomerados líticos están compuestos por una amplia gama de clastos que principalmente incluye sedimentitas, metamorfitas de bajo grado y rocas volcánicas (Tabla 8.1, Fig. 8.17). Los fragmentos de rocas sedimentarias más frecuentes corresponden a fangolitas, areniscas, tobas y calizas; raramente clastos de conglomerados finos pueden también aparecer dentro de las psefitas.

En el caso de conglomerados dominados por fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado incluyen rodados de pizarras, filitas, mármoles y distintos tipos de esquistos arcillosos, los fragmentos frecuentemente derivan de la erosión de fajas orogénicas o de áreas periorogénicas.

En algunas sucesiones de conglomerados líticos suelen intercalarse niveles de conglomerados cuarzosos, los que en casos de fuerte erosión cortical aumentan en frecuencia y espesor hacia niveles estratigráficos superiores a medida que ocurre el destechado de la faja orogénica.

En lo que respecta al efecto de la meteorización y el transporte sobre los clastos de metamorfitas de bajo grado, presentan un amplio rango de estabilidad desde inestables a metaestables, dependiendo de su composición y estructura. Por ejemplo, los fragmentos de esquistos cuarzosos parecen mostrar mucho mayor estabilidad química y resistencia al transporte que las pizarras y filitas. De la misma forma, la presencia de una importante esquistosidad puede favorecer la desagregación mecánica de los clastos por efecto del intemperismo o del transporte prolongado.

El caso de los clastos de caliza es paradójico, son mucho más resistentes a la meteorización y al transporte que sus equivalentes sedimentarios, en climas suficientemente áridos pueden asociarse al cuarzo como resistatos, aunque sin mostrar la misma estabilidad. Por el contrario, en climas tropicales o subtropicales que favorecen la disolución química, la estabilidad de los mármoles decrece, aunque sin alcanzar la reactividad de los fragmentos de calizas sedimentarias.

En lo que respecta a los fragmentos de volcanitas es necesario reconocer tres asociaciones principales. La primera corresponde a aquellos conglomerados dominados por clastos de volcanitas ácidas (desde riolitas a dacitas), los que en algunos casos se asocian a fragmentos de ignimbritas y eventualmente tobas. Un segundo grupo

comprende conglomerados dominados por rocas volcánicas mesosilícicas, mayormente andesitas y traquitas. Finalmente, los fragmentos de basaltos, desde escoreaceos a afíricos con menor asiduidad porfíricos, junto a otros tipos de rocas básicas, conforman el tercer tipo.

La determinación del tipo de fragmento de volcanita dominante es crítica, no sólo por la información que brinda sobre el área de aporte, sino porque en muchos casos el análisis de la variación vertical del tipo de clasto volcánico permite reconstruir, aunque sea parcialmente, la evolución en el tiempo del magmatismo. Esto último es especialmente válido cuando las sucesiones volcánicas han sido fuertemente erosionadas, quedando los clastos volcánicos como único registro de la actividad magmática.

Un punto a tener en cuenta es la contemporaneidad del volcanismo con respecto a la formación del conglomerado. Si los conglomerados están formados por clastos sincrónicos o cuasi sincrónicos con el magmatismo se utiliza el calificativo de neovolcánico. Si, por el contrario, están compuestos por fragmentos erosionados de secuencias volcánicas más antiguas se emplea el término paleovolcánico. La diferencia entre conglomerados neo y paleovolcánicos puede volverse de gran interés no sólo desde el punto de vista paleogeográfico, sino también por sus implicancias geotectónicas.

Suite de conglomerados polimícticos:

Este grupo de conglomerados exhibe clastos con una importante diversificación litológica incluyendo variables proporciones de fragmentos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias asociados a cuarzo de vena y feldespatos. Por lo general, los conglomerados polimícticos se atribuyen a la superposición de distintas áreas de aporte, por lo que serían conceptualmente equivalentes en el tamaño grava a los campos de mezcla para modas detríticas de areniscas definidos por Dickinson (1985, véase Capítulo 15). En otros casos, el carácter polimíctico no se debe a mezcla de áreas de aporte, sino más bien a áreas fuentes que comprenden una amplia diversidad litológica.

Un aumento en la distancia de transporte, superpuesto al efecto climático, especialmente en regiones tropicales y subtropicales, contribuye a la eliminación de las litologías menos estables y un paulatino enriquecimiento en la proporción de cuarzo que eventualmente promueve el pasaje a conglomerados subcuarzosos. Sin embargo, bajo climas semiáridos o árido (cálidos), la eliminación de fragmentos metaestables puede proceder muy lentamente, e incluso el carácter polimíctico de los clastos persistir por largas distancias de acarreo.

BIBLIOGRAFÍA

Blackwelder, E. (1931). Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges: Geol. Soc. America Bull., 42: 865-922.

Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69(1): 6-19.

Blott, S. J. & Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. Sedimentology, 59(7): 2071–2096.

Boggs, S. J. (200). Principles of sedimentology and stratigraphy: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 726 p.

Boggs, S. Jr. (1992). Petrology of Sedimentary Rocks. 1° Edición. Macmillan Publishing Co., New York.

Boggs, S. Jr. (2009). Petrology of Sedimentary Rocks. 2º Edición. Cambridge University Press. 600 pp.

Cox, R., Gutmann, E. D. & Hines, P. G. (2002). Diagenetic origin for quartz-pebble conglomerates. Geology, 30(4): 323-326.

Dal Cin, R. (1968). Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates: Journal of Sedimentary Petrology, 38: 1094–1099.

Díaz, M., & Marenssi, S. A. (2020). Using sandstone and conglomerate petrofacies to unravel multiple provenance areas in broken-foreland basins: The Vinchina Formation (Miocene, NW Argentina) as a study case. Journal of South American Earth Sciences, 100: 102541.

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En G. G. Zuffa (ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series, vol 148: 333-361. Dordrecht: Springer Netherlands.

Dzholdoshev, D. (1964), Stratigraphic subdivision of the Dzhetym-Too suite in the area of the Dzhetym iron deposit, Tien-Shan. Stratigraphic problems of the Precambrian and Lower Paleozoic of Kirghizia: Publishing Office Akad. Nauk Kirghiz SSR, Frunze, p. 23-33 (in Russian).

Flint, R. F., Sanders, J. E. & Rodgers, J. (1960a). Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. Geol. Soc. America Bull., 71: 507-510.

Flint, R. F., Sanders, J. E., & Rodgers, J. (1960b). Diamictite, a substitute term for symmictite. Geol. Soc. America Bull., 71: 1809-1810.

Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. J. Geol. 62, 344–359.

Folk, R. L., Andrews, P. B. & Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics, 13(4): 937-968.

Friedman, G.M., & Sanders, J.E. (1978). Principles of Sedimentology. Wiley, New York.

Greensmith, J. T., 1989, Petrology of the sedimentary rocks, 7th ed.: Unwin Hyman, London, 262 p.

Hambrey, M. J. (1994). Glacial Environments. UCL Press, London, 296 pp.

Ito, T., Kurihara, T., Hakoiwa, H., Ibaraki, Y. & Matsuoka, A. (2017). Late Silurian radiolarians from a radiolarite pebble within a conglomerate, Kotaki, Itoigawa, Niigata Prefecture, central Japan. Science Reports of Niigata University (Geology), (32), 1-14.

Kang, X., Hu, W., Cao, J., Jin, J., Wu, H., Zhao, Y. & Wang, J. (2018). Selective dissolution of alkali feldspars and its effect on Lower Triassic sandy conglomerate reservoirs in the Junggar Basin, northwestern China. Geological Journal, 53(2): 475-499.

Kingsley, C. S. (1984). Dagbreek fan-delta: An alluvial placer to prodelta sequence in the Proterozoic Welkom goldfield, Witwatersrand, South Africa. En Koster, E.H., and Steel, R.J., eds., Sedimentology of gravels and conglomerates: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 10, p. 321–330.

Lee, M. R. & Parsons, I. (1998). Microtextural controls of diagenetic alteration of detrital alkali feldspars; a case study of the Shap Conglomerate (Lower Carboniferous), Northwest England. Journal of Sedimentary Research, 68(1): 198-211.

Limarino, C.O.; Caselli, A.T.; Net, L.I., & Gagliardo, M. (1996). A proposal of psefite classification related to sand and sandstone composition. En Scasso, R. y Limarino, C., Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial 1, Asociación Argentina de Sedimentología: 52-54.

Moncrieff, A. C. M. (1989). Classification of poorly-sorted sedimentary rocks. Sedimentary Geology, 65(1-2): 191-194.

Onoue, T., Hori, S., Tomimatsu, Y. & Rigo, M. (2024). A dilute sodium hydroxide technique for radiolarian extraction from cherts. Scientific Reports, 14(1): 12831.

Peryt, T. M., & Kovalevich, V. M. (1997). Association of redeposited salt breccias and potash evaporites in the lower Miocene of Stebnyk (Carpathian Foredeep, West Ukraine). Journal of Sedimentary Research, 67(5): 913-922.

Pessagno Jr, E. A. & Newport, R. L. (1972). A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. Micropaleontology: 231-234.

Pettijohn, F. J. (1949). Sedimentary rocks. Harper and Brothers, primera edición, New York

Pettijohn, F. J. (1957). Sedimentary rocks. Harper and Brothers, segunda edición, New York, 718 pags.

Pettijohn, F. J. (1975). Sedimentary Rocks. Harper and Row, tercera edición, New York.

Phillips, E. (2007). Petrology and provenance of the Siluro-Devonian (Old Red Sandstone facies) sedimentary rocks of the Midland Valley, Scotland. British Geological Survey Geology and Landscape Northern Britain Programme Internal Report IR/07/040

Pokki, J., Kohonen, J., Rämö, O. T., & Andersen, T. (2013). The Suursaari conglomerate (SE Fennoscandian shield; Russia)—Indication of cratonic conditions and rapid reworking of quartz arenitic cover at the outset of the emplacement of the rapakivi granites at ca. 1.65 Ga. Precambrian Research, 233: 132-143.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial 1, Asociación Argentina de Sedimentología. 257 pags. Buenos Aires.

Schermerhorn, L. J. G. (1966). Terminology of mixed coarse-fine sediments. Journal of Sedimentary Research, 36: 831-835.

Sederholm, J. J. (1924). Granit-gneisproblemen belysta genom iakttagelser i Abo-Alands skargard: Geol. Foren. Stockholm Fork, 46: 129-153.

Spalletti, L. A. & Mazzoni, M. (1975). Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, 6: 1-10.

Teruggi M. E. (1982). Diccionario Sedimentológico, Volumen 1: Rocas clásticas y piroclásticas. Librart. Buenos Aires. 104 páginas.

Theodorovich, G. I. (1939). On a more comprehensive classification of clastic rocks: Izvestiya Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. 4: 162-179 (en ruso).

Willman, H. B., Payne, J. N. & Voskuil, W. H. (1942). Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streator Quadrangles. Bulletin no. 066.

Williams, H., Turner, F. J. & Gilbert, C. M. (1982). Petrography an introduction to the study of rocks in thin section Second Edition. WH Freeman and Co., San Francisco, 626p.

Youngson, J. H. & Craw, D. (1996). Recycling and chemical mobility of alluvial gold in Tertiary and Quaternary sediments, central and East Otago, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 39: 493–508.

Youngson, J. H., Craw, D. & Falconer, D. M. (2006). Evolution of Cretaceous–Cenozoic quartz pebble conglomerate gold placers during basin formation and inversion, southern New Zealand. Ore Geology Reviews, 28(4): 451-474.

CAPITULO 9: TEXTURA Y FÁBRICA

- *Introducción*
- *Textura en areniscas y conglomerados*
- *Fábrica de areniscas y conglomerados*
- *Orientación de clastos*
- *Heterogeneidad de la fábrica*
- *Empaquetamiento*
- *Fábricas de alteración química*
- *Fábrica de cementos*
- *Caracterización petrográfica: estratigrafía de cementos*

INTRODUCCIÓN

Además de los aspectos composicionales existen otros rasgos usualmente empleados en la descripción y caracterización de areniscas y conglomerados, los que incluyen la textura, la fábrica clástica y la fábrica de cementos. Estos aspectos serán considerados en el presente capítulo.

En lo que respecta a los términos textura y fábrica han sido en algunos casos utilizados como sinónimos, sin embargo, y para evitar confusiones aquí restringimos el término textura a los parámetros granulométricos de sedimentos o rocas, como tamaño de grano medio, selección, asimetría, agudeza, entre otros (Fig. 9.1, Scasso y Limarino, 1997; Boggs, 2009). El tamaño de grano de sedimentos ya ha sido abordado en el Capítulo 2, por lo que en esta sección nos referiremos específicamente a las metodologías usualmente empleadas para caracterizar la textura (granulometría) de rocas mediante estudios en secciones delgadas, o combinadas (mediciones de campo y secciones delgadas) en el caso de los conglomerados.

Como se señala en la figura 9.1 la textura no es afectada por los procesos diagenéticos y básicamente refleja las condiciones de transporte y depositación. Situaciones en las que la disolución masiva de clastos durante la diagénesis altera su perímetro y desdibuja el diámetro verdadero de las partículas, deben ser consideradas como rasgos de fábrica de alteración química y no texturales.

En lo que respecta a la fábrica, es dividida en clástica y de cementos (Fig. 9.1). La primera describe las relaciones espaciales que guardan entre si los componentes detríticos de la roca sedimentaria y puede ser de origen depositacional o postdepositacional.

La fábrica de cementos es enteramente diagenética y comprende al tamaño de los cristales, relaciones geométricas y disposición espacial que guardan entre si las distintas generaciones de cementos. Por lo tanto, no nos ocuparemos aquí de su composición

mineralógica, la que será tratada en detalle en los capítulos 10 (tectosilicatos), 11 (filosilicatos), 12 (carbonatos y sulfatos) y 13 (óxidos de hierro y otros cementos).

PARÁMETROS DECRIPTIVOS	
Textura	Los parámetros granulométricos que describen la distribución de tamaño de granos en la arenisca y conglomerados. Representa las condiciones de transporte y depositación y, por lo tanto, no es en general afectada por la diagénesis
Fábrica clástica	Describe las relaciones espaciales que guardan entre si los componentes clásticos de la roca sedimentaria. Deben reconocerse fábricas depositacionales y postdepositacionales. Mientras que las primeras reflejan las condiciones de transporte y depositación, las segundas resultan de procesos diagenéticos (incluyen las fábricas de alteración química)
Fábrica de cementos	Describe el tamaño de cristales, las relaciones geométricas y disposición espacial de los cementos y clastos. Resulta un parámetro enteramente diagenético

Figura 9.1. Definiciones básicas en el estudio de la textura y fábrica en areniscas y conglomerados.

TEXTURA EN ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

En el Capítulo 2 nos hemos enfocado en los agregados de sedimentos y no en materiales consolidados (areniscas y conglomerados), tema que será considerado en esta sección.

Aunque frecuentemente se sugiera que en las areniscas los análisis granulométricos sean llevados a cabo mediante la disgregación total de la roca, este procedimiento es tedioso, presenta dificultades operativas y también frecuentemente pérdida de información. Para la disgregación se han sugerido métodos físicos (por ejemplo, mortero con mano de goma, congelamiento y descongelamiento, expansión de hidrocarburos dentro del espacio poral, etc.), o químicos (utilización de ácidos débiles, acético, ácido clorídrico diluido, etc.). Para rutinas de trabajo véase Krumbein y Pettijohn (1938), Carver (1971) y Folk (1980).

El problema es que rara vez por estos métodos se alcanza la completa desagregación de la roca, lo que introduce importante error durante los tamizados, ya que dos o más clastos pueden estar aún unidos por remanentes de cementos produciendo un falso incremento en el tamaño de grano. Además, tampoco hay que descartar la posible fracturación de los clastos que produciría un falso decrecimiento granulométrico.

Por otro lado, la desagregación puede conducir a la pérdida de importante información sobre las características granulométricas de la arenisca. El ejemplo más simple para ilustrar esta situación resulta en aquellas areniscas en las que alternan láminas de arena gruesa con otras de arena fina. La desagregación mezclará ambas poblaciones

granulométricas, y consecuentemente, no se podrán caracterizar por separado las características de cada una de las láminas.

Lo dicho para areniscas gruesas y medianas también se extiende a las areniscas de grano fino. En la figura 9.2 se muestra una alternancia milimétrica de láminas de arena muy fina (lámina a) y arena limosa (lámina b) interpretadas como resultados de flujos de fondo (*underflows*, lámina a) y con transporte en suspensión (*overflows* lámina b). Nótese que el estudio microscópico permite caracterizar granulométricamente cada uno de estos procesos por separado y, de esta manera, obtener información sobre los mecanismos de transporte y depositación. Si, por el contrario, la muestra fuera desagregada el depósito sería homogeneizado, y se perdería valiosa información textural (muestra "homogeneizada", Fig. 9.2).

Por lo señalado, para rocas bien induradas se considera más apropiado el estudio granulométrico mediante secciones delgadas utilizando el microscopio petrográfico. La metodología es relativamente sencilla y abre un amplio campo de investigación sobre procesos de transporte y depositación. Además, y a diferencia de los estudios texturales por tamizado, puede ser también mensurada la orientación de clastos (en este caso la muestra debe estar orientada) y eventualmente los cambios granulométricos observados entre láminas contiguas de pocos milímetros de espesor.

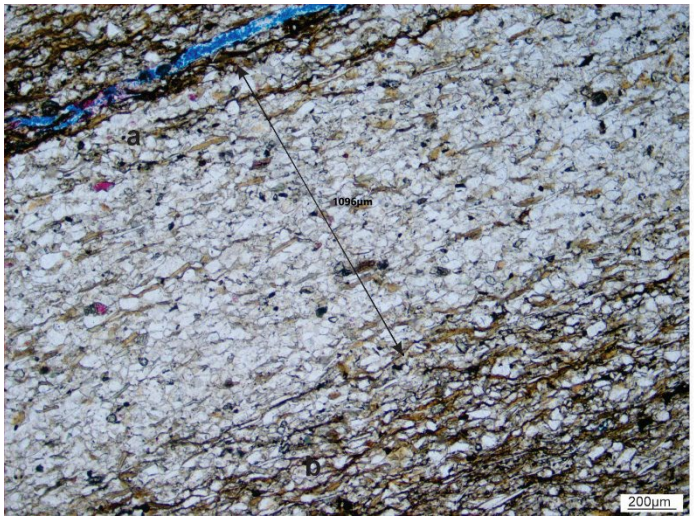


Lámina 1
Flujo de fondo (underflow)
Media: 77 micrones
Porcentaje de minerales micáceos: 3%
Porcentaje de matriz < 5%

Lámina 2
Flujo en suspensión (overflow)
Media: 62 micrones
Porcentaje de minerales micáceos: 19%
Porcentaje de matriz: 18 %

"Homogeneizada" (tamizado)
Media: 71 micrones
Porcentaje de minerales micáceos: 10%
Porcentaje de matriz: 9%

Figura 9.2. Ejemplo que permite comprender la conveniencia de estudios granulométricos utilizando secciones delgadas en el caso de areniscas. Las mediciones permiten caracterizar cada una de las láminas por separado (en este caso láminas 1 (a en foto) y 2 (b en foto), si por el contrario la arenisca fuera desagregada se obtendría una muestra "homogeneizada" que no refleja la verdadera granulometría de los distintos procesos. Para mayor explicación véase el texto.

Las mediciones parten de secciones delgadas estándar sobre las que se medirá el eje mayor de por lo menos 300 granos, entendiéndose como eje mayor aquel que une los puntos más distantes del clasto. No obstante, el número de granos a medir puede ser algo menor según la selección de la arena, así Johnson (1994) sugirió que 100 granos serían suficientes para areniscas bien seleccionadas y 270 para aquellas pobremente seleccionadas. Sin embargo, como la selección de la arenisca es con frecuencia difícil de

apreciar antes de las mediciones, se sugiere el conteo de 300 granos como una medida de rutina.

Algunos autores han propuesto que las mediciones se lleven a cabo sólo sobre granos de cuarzo (Griffiths, 1967) o cuarzo y feldespato (Johnson, 1994), con dos objetivos, por un lado, de minimizar el efecto de la compactación diagenética sobre granos dúctiles y por el otro, la diferencia de peso específico de algunos minerales con respecto al cuarzo (recuérdese que los tamizados registran porcentaje en peso). Aunque, estas propuestas son adecuadas, en algunos casos, presentan la dificultad de que las areniscas dominadas por fragmentos líticos con bajos porcentajes de cuarzo y feldespato no podrían ser medidas. En opinión de los autores, de no mediar una significativa deformación dúctil en buena parte de los clastos, resulta conveniente medir el total de la población clástica con la excepción de los minerales pesados y las micas, cuyos pesos específicos difieren sustancialmente con el del cuarzo.

Una manera cómoda y rápida de realizar los estudios es utilizando algún programa de análisis de imágenes petrográficas, lo que permite, de existir laminación, obtener los parámetros granulométricos de cada lámina por separado y así mejorar considerablemente la información sobre los mecanismos de transporte y depositación. Lo dicho es mostrado en la figura 9.3 donde una imagen correspondiente a depósitos de corrientes de fondo areno-fangosa, en un sistema estuarino, es dividida en tres términos texturales (A en la Fig. 9.3). El de mayor tamaño de grano corresponde a arena muy fina (B en la Fig. 9.3) con una distribución casi simétrica y cola de gruesos con clastos de hasta 224 micrones.

El de tamaño de grano intermedio (C en Fig. 9.3), probablemente vinculado a la desaceleración de la corriente de fondo, también está formada por arena muy fina, aunque con una población muy significativa de limo y menor tamaño de clastos en la cola de gruesos (160 micrones). Finalmente, el término de grano más fino (D en Fig. 9.3) corresponde a un limo grueso, con una apreciable cola de arena muy fina.

El ejemplo arriba ilustrado intenta mostrar el valor de los estudios granulométricos sobre secciones delgadas y su aplicación a la caracterización de mecanismos de transporte y depositación.

Análisis texturales usando el microscopio petrográfico han sido también aplicados en estudios arqueológicos de cerámicas, los principios fundamentales para este tipo de análisis fueron desarrollados inicialmente por Middleton et al. (1985).

Las distribuciones granulométricas obtenidas a partir de secciones delgadas midiendo los diámetros máximos difieren sutilmente de aquellos obtenidos a partir del tamizado. Esto es porque el tamiz mide el eje medio de partículas idealmente elipsoidales, ya que la Ro-Tap acomodaría los granos con su eje mayor perpendicular a la superficie de la malla (véase Capítulo 2). Estudios para corregir los resultados obtenidos por sección delgada a tamizado fueron presentados inicialmente por Krumbein (1935), Friedman (1958, 1962), Adams (1977) y Harrell y Eriksson (1979). Los trabajos de Friedman (1958, 1962) presentan gráficos que permiten rápidamente transformar los valores de media obtenidos por sección delgada a tamizado y, de misma forma, para la selección granulométrica (Fig. 9.4).

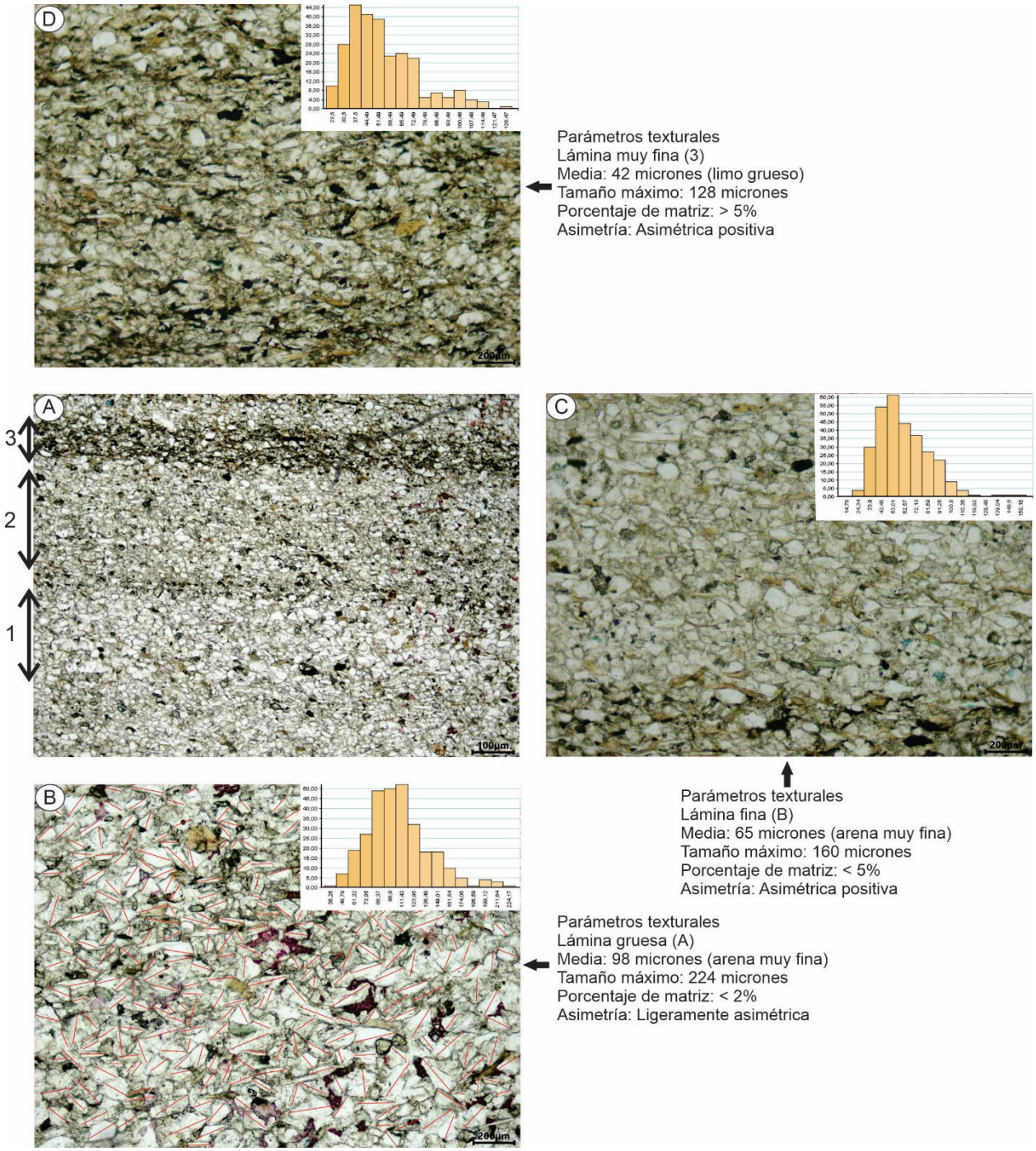


Figura 9.3. Ejemplo de la utilización del microscopio petrográfico y de un programa de análisis de imágenes para el estudio detallado de variaciones en la granulometría dentro de sucesiones laminadas. A. Aspecto general del intervalo areno-fangoso los números indican las tres subdivisiones texturales (aumentos x100, nicoles paralelos); B. Imagen correspondiente al intervalo 1, nótese que los diámetros medidos (en líneas rojas) han sido dejados como ejemplos; C. y D. Corresponden a las láminas 2 y 3 respectivamente. Las características texturales en cada caso son resumidas en los cuadros y en los histogramas correspondientes. Téngase en cuanta que mientras la imagen general (A) tiene un aumento de x100, el resto de las imágenes (B, C y D) aparecen con aumento x200.

De estos gráficos se desprende que los valores de media obtenidos por tamiz son sólo ligeramente mayores a los que corresponderían a la misma muestra por corte delgado

(Fig. 9.4A). Una estrecha correspondencia se obtiene también al comparar los valores de selección entre el tamizado y el recuento en sección delgada (Fig. 9.4B).

Las mejores correlaciones entre los parámetros granulométricos obtenidos por tamizado y sección delgada para una misma muestra se logran en los valores de media y de desviación estándar (Friedman, 1962 y Harrell y Eriksson, 1979), ya que los índices de correlación disminuyen significativamente para la asimetría y la curtosis (Adams, 1977; Harrell y Eriksson, 1979).

En el caso de los conglomerados, el estudio de la distribución granulométrica se realiza en dos etapas. Inicialmente, y mediante la utilización de una malla de conteo, se establecen las proporciones de clastos y matriz. En el caso de los clastos, se asume por conveniencia que corresponden a aquellos de diámetro mayor a los 10 mm y se procede a la medición del eje mayor empleando un calibre. Para la matriz (tamaño menor a 10 mm) los diámetros de grano se estudian en sección delgada utilizando la técnica arriba descripta para las areniscas. Finalmente, y teniendo en cuenta las proporciones de clastos y matriz medidas inicialmente, se puede obtener la distribución granulométrica aproximada del total del conglomerado o la brecha analizada.

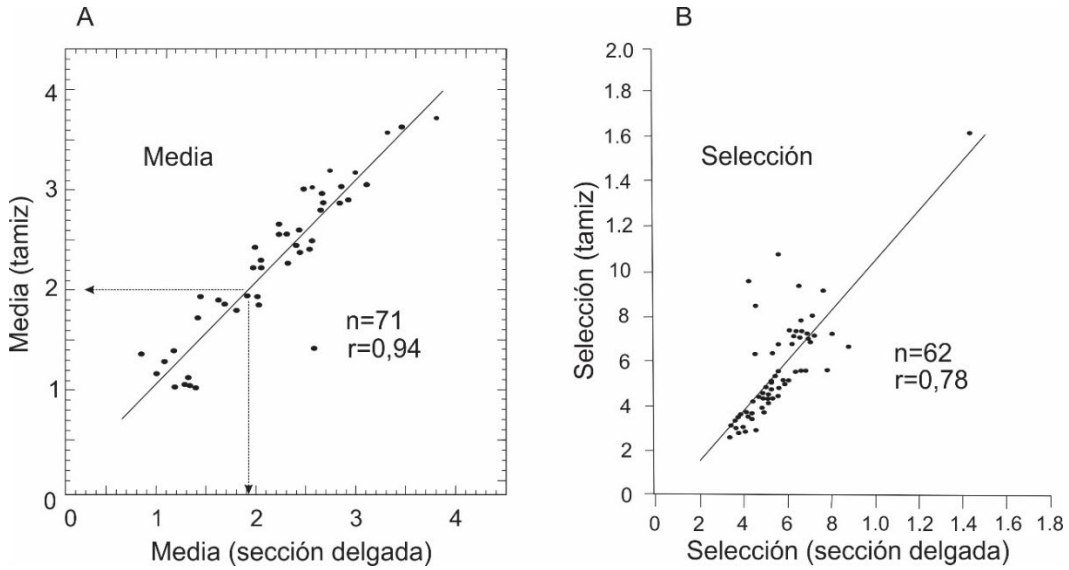


Figura 9.4. Diagramas de correlación entre los valores de media y selección para distribuciones granulométricas obtenidas por tamizado y secciones delgadas.

Un método alternativo para evitar el despliegue de una malla de conteo en el campo es la obtención de varias fotos con escala sobre los afloramientos. De esta forma es posible medir, de manera bastante aproximada, la proporción de matriz y el diámetro de los clastos utilizando un programa de análisis de imágenes en gabinete. Un ejemplo es brindado en la figura 9.5, donde A muestra la foto de campo de un conglomerado, B el corte delgado de la matriz, C la medición de diámetro de clastos (líneas rojas), el porcentaje de matriz (puntos rojos) y el de clastos (puntos azules), y finalmente D corresponde a la medición de diámetros de clastos sobre la sección delgada de la matriz. En casi todos los casos, será necesario obtener varias fotografías del conglomerado y más de una sección delgada de la matriz con el objeto de mejorar la exactitud de los resultados.

La técnica aquí propuesta puede ser también utilizada para estimar la orientación de ejes mayores de clastos, la presencia de imbricación e incluso para delimitar diferentes cuerpos sedimentarios dentro del conglomerado. Por ejemplo, la foto E de la figura 9.5 muestra las mediciones de los ejes mayores, matriz y clastos presentes en el conglomerado (corresponde a la foto C sustrayéndole la imagen de campo). El análisis de la foto E permite identificar tres intervalos dentro del conglomerado (i, m y s) y cierta disminución en el tamaño de grano y aumento en el porcentaje de matriz hacia el techo del cuerpo medio (m en la figura 9.5F).

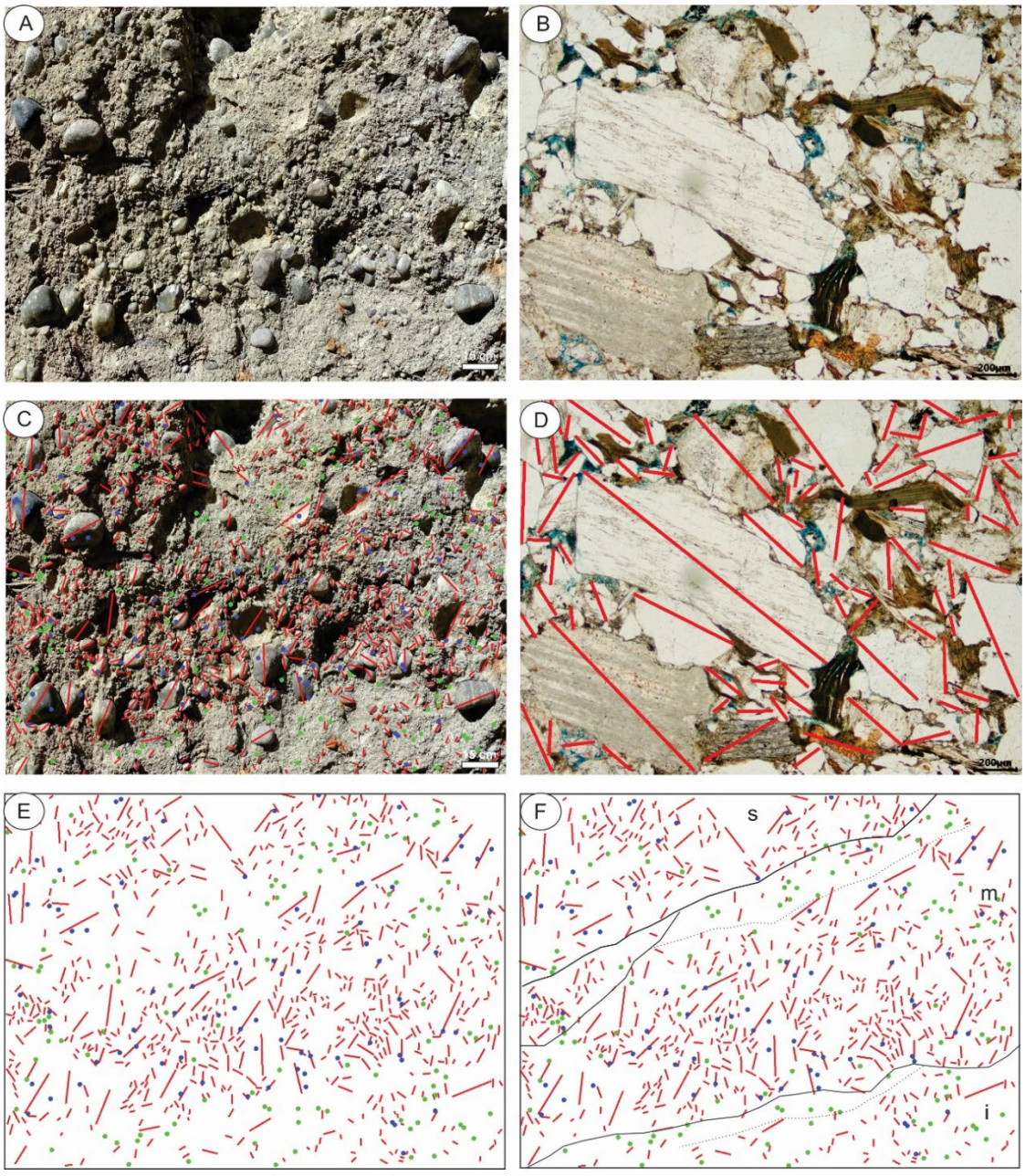


Figura 9.5. Ejemplo de la técnica para la obtención de la distribución granulométrica en conglomerados: A. Foto de campo; B. Corte delgado de la matriz; C. Medición de diámetro de clastos (líneas rojas), matriz (puntos rojos) y clastos (puntos azules); D. Medición de diámetros de clastos sobre la sección delgada de la matriz. E y F ilustran la separación de litosomas dentro del conglomerado.

Investigaciones arqueológicas y de conservación de monumentos aplicando estudios texturales de secciones delgadas de areniscas y conglomerados han sido llevados a cabo por varios autores, entre otros Middleton et al. (1985), Stoltman (2001), Reedy (2008), Montana (2020).

FÁBRICA DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

Como ha sido señalado en la parte introductoria es necesario diferenciar, especialmente en el caso de las areniscas, entre fábricas depositacionales y postdepositacionales, éstas últimas resultado de modificaciones diagenéticas (Harwood, 1988; Scasso y Limarino, 1997). La figura 9.6 resume los distintos tipos de fábricas modificando ligeramente el esquema presentado por Scasso y Limarino (1997). Allí se consideran fábricas depositacionales a la orientación de clastos y la homogeneidad de la fábrica, mientras que las de alteración química resultan postdepositacionales. El caso del empaquetamiento, como será discutido más adelante, puede reflejar tanto condiciones depositacionales como postdepositacionales.

TIPOS DE FÁBRICAS		
DEPOSITACIONALES	Orientación de clastos	- Isótropa - Anisótropa unimodal - Anisótropa bimodal
	Homogeneidad de la fábrica	- Homogénea - Heterogénea oblicua - Heterogénea laminar - Heterogénea gradacional
DEPOSITACIONAL + POSTEPOSITACIONAL	Empaquetamiento	- Muy abierto - Abierto - Moderadamente abierto - Cerrado - Extremadamente cerrado
POSTDEPOSITACIONALES	Alteración química	- Corrosión de granos - Disolución - Reemplazos - Otras

Figura 9.6. Tipos y detalle de las fábricas corrientemente reconocidas en areniscas. Modificado de Harwood (1988) y Scasso y Limarino (1997).

ORIENTACIÓN DE CLASTOS

La orientación de clastos es un rasgo depositacional que, de estar presente, permanece durante la diagénesis y sólo puede ser ligeramente modificado en el soterramiento. En el caso de las areniscas podemos tener desde fábricas no orientadas (isótropas en la Fig. 9.6)

hasta fábricas orientadas unimodales y bimodales que reflejan distintos mecanismos de transporte y depositación (Fig. 9.6; Dapples y Rominger, 1945; Gibbons, 1972; Hiscott y Middleton, 1980; Yagishita et al., 1992; Scasso y Limarino, 1997; Baas et al., 2007; Yusuf y Padmanabhan, 2022).

Conceptualmente, la orientación de clastos reúne dos propiedades diferentes: 1. Alineamiento, que indica la disposición paralela o subparalela de los ejes de clastos y 2. Imbricación, que se refiere al ángulo de inclinación del eje mayor de los granos (o el plano de máxima proyección) con respecto al plano de laminación (Fig. 9.7).

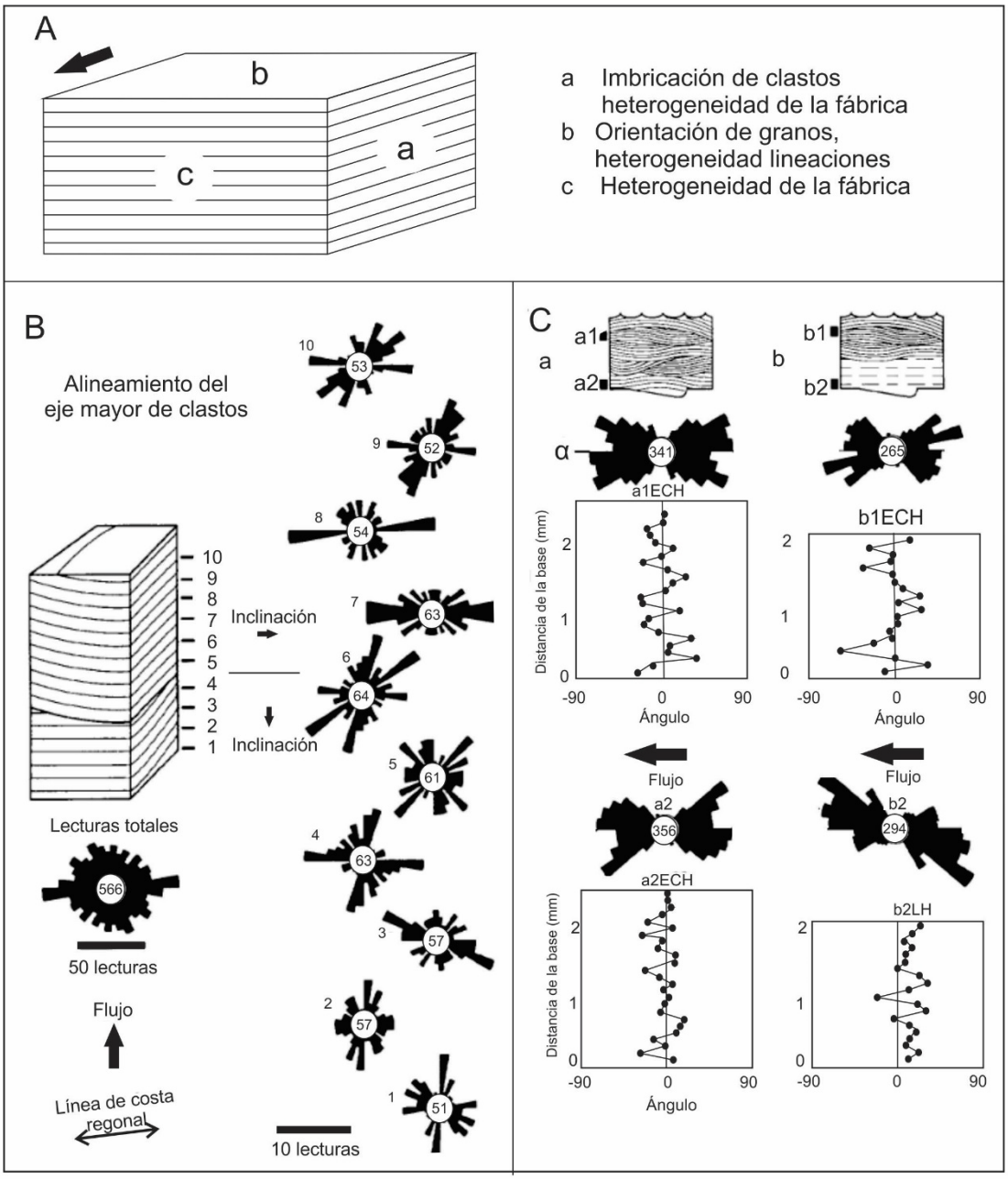


Figura 9.7. A. Representación esquemática de la relación entre los planos de estratificación y la medición de diferentes características de fábrica en areniscas. B y C. Síntesis de algunos de los resultados obtenidos por Cheel (1991) en su análisis sobre el alineamiento (B) e imbricación (C) de clastos en estructuras hummocky.

Tanto la orientación como la imbricación de clastos deben ser medidos en diferentes planos de estratificación. En la figura 9.7A son mostrados esquemáticamente los diferentes planos, nótese que una sección delgada coincidente con el plano b (solidario con la base y techo del estrato) es la que mejor permite la medición de la orientación de granos, pero no es apropiada para la imbricación, la que se determina utilizando cortes delgados coincidentes con el plano a.

Operativamente, el alineamiento y la imbricación se determina a partir del análisis de imágenes petrográficas obtenidas de secciones delgadas donde, por lo general, se mide la orientación del eje que une los dos puntos más distantes del clasto. Este eje es también llamado eje mayor aparente debido a que resulta de una imagen bidimensional y no tridimensional de la partícula (Fig. 9.8). En otros casos se prefiere medir la línea que define el plano de simetría del clasto (Hiscott y Middleton, 1980, Fig. 9.8), la que habitualmente poco difiere del eje mayor aparente.

En los casos de partículas de geometría fuertemente irregular que distan de tener cierta simetría bilateral, se ha propuesto el método de "proyección mínima" (*"least-projection method"*) el que define a la dirección de orientación del grano como acotada por las dos líneas paralelas y de mayor longitud que contienen al clasto (Dapples y Rominger, 1945; Baas et al., 2007; Fig. 9.8).

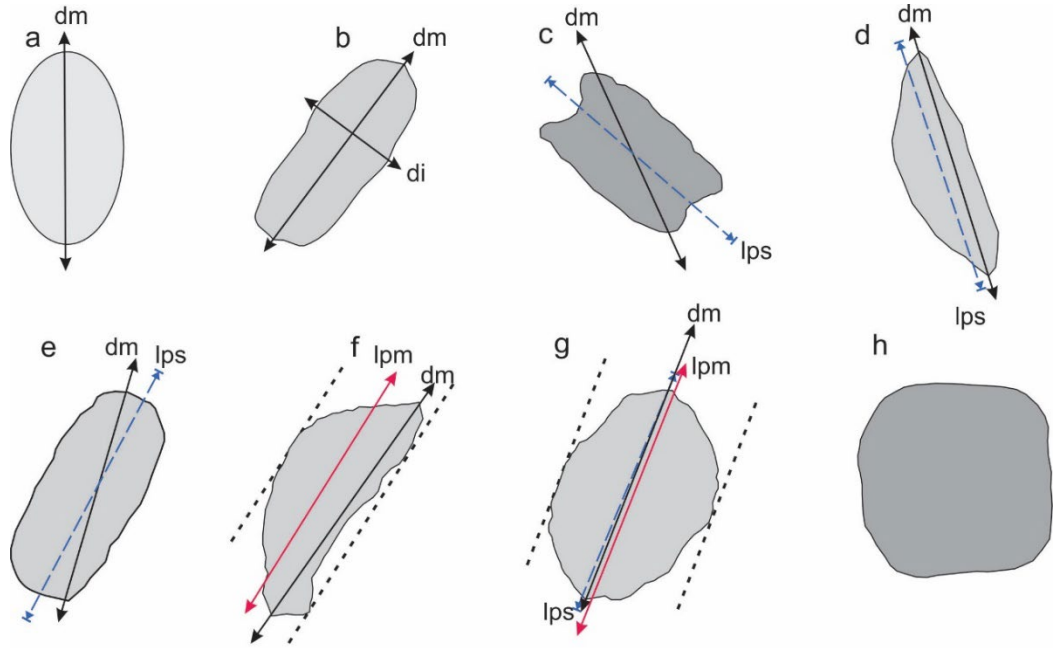


Figura 9.8. Diferentes propuestas para la medición de los ejes en los estudios de orientación e imbricación de clastos (a-g). Referencias: dm diámetro mayor aparente, di diámetro intermedio, lps línea coincidente con el plano de simetría, lpm método de proyección mínima. Los clastos con morfologías subcirculares (h) no deberían ser utilizados. Modificado y ampliado de Baas et al. (2007).

Es importante destacar que debe evitarse la medición sobre partículas subcirculares, toda vez que la determinación de cualquiera de los ejes arriba citados es incierta (Fig.

9.8). Por ello se recomienda que los clastos medidos muestren una elongación apreciable que, según los autores, varía entre L/I > 2 o L/I > 3/2 (siendo L eje mayor e I intermedio), definiendo el eje intermedio como aquel que siendo perpendicular al mayor une los puntos más distantes del clasto (Fig. 9.8 h).

La práctica demuestra que la medición del eje mayor aparente es un método rápido y eficiente (Fig. 9.8 a y b) para medir tanto la orientación como la imbricación, ya que sólo difiere sutilmente de la línea contenida en el plano de simetría (Fig. 9.8 c y d), salvo en los casos de clastos engolfados o irregulares donde la diferencia es mayor (Fig. 9.8 e). Tampoco se observan grandes diferencias entre el diámetro mayor aparente y los resultantes de la proyección mínima (Fig. 9.8 f y g).

Más allá de cuál sea el eje elegido se considera conveniente medir al menos 200 clastos por preparación delgada en los casos que no se observa una amplia dispersión, siendo necesario hasta duplicar el número de mediciones cuando la dispersión es alta.

Para los estudios de imbricación también se utilizan corrientemente imágenes petrográficas en las que se mide el ángulo de inclinación del eje mayor con respecto al plano de laminación. Los programas de análisis petrográficos comúnmente permiten obtener los valores de alineación e imbricación simultáneamente.

Ejemplos de estudios de orientación de granos en areniscas han sido mostrados por Cheel (1991) y Yagishita et al. (1992) para la estratificación *hummocky*; Limarino et al. (2015) para el caso de areniscas eólicas; Yagishita y Taira (1989), Yagishita (1994) en antidunas; Baas et al. (2007) en sedimentos marinos profundos y Sylvester y Lowe (2004) en turbiditas. Diferentes aspectos metodológicos han sido discutidos por Schäfer y Teyssen (1987), Scasso y Limarino (1997) y Boggs (2009).

Un excelente ejemplo sobre alineamiento e imbricación de granos en areniscas con estructuras *hummocky* fue presentado por Cheel (1991); en la figura 9.7B y C se ilustran algunos de los resultados obtenidos.

HETEROGENEIDAD DE LA FÁBRICA

Se describe como heterogeneidad de la fábrica la existencia, a escala microscópica, de dos o más patrones de ordenamiento de granos los que por lo general resultan de la segregación textural o mineralógica de clastos durante el transporte y la depositación. Corresponden a las "microestructuras" descriptas por algunos autores (Fryberger y Schenk, 1988; Scasso y Limarino, 1997; David et al., 2001; Limarino et al., 2015) y a las heterogeneidades microscópicas definidas por Krause et al. (1987).

El estudio de las heterogeneidades de la microfábrica puede ser de gran valor no sólo para ampliar el conocimiento de los mecanismos de transporte y depositación, sino también como rasgo en la definición de microfacies e incluso para evaluar el comportamiento petrofísico de areniscas y fangolitas (Torabi y Fossen, 2009; Limarino et al., 2015; Niu et al., 2021; Yusuf, y Padmanabhan, 2022).

Como muestra la figura 9.6 se puede dividir a las areniscas entre aquellas con fábrica homogénea (Fig. 9.9A), las que no muestran cambios en el ordenamiento o mineralogía

de clastos, y heterogéneas en las cuales existen cambios en la fábrica dentro de la sección delgada. De acuerdo con su disposición se las divide inicialmente en laminares (paralelas a la superficie de estratificación, Fig. 9.9B), gradacionales (caracterizadas por la gradual variación de tamaño de granos dentro de la lámina, Fig. 9.9C), onduladas (Fig. 9.9D), oblicuas a la superficie de estratificación (Fig. 9.9E) y microerosivas (Fig. 9.9F). Los términos aquí propuestos son sólo descriptivos y pueden ser modificados o ampliados de acuerdo con las características de la sección analizada.

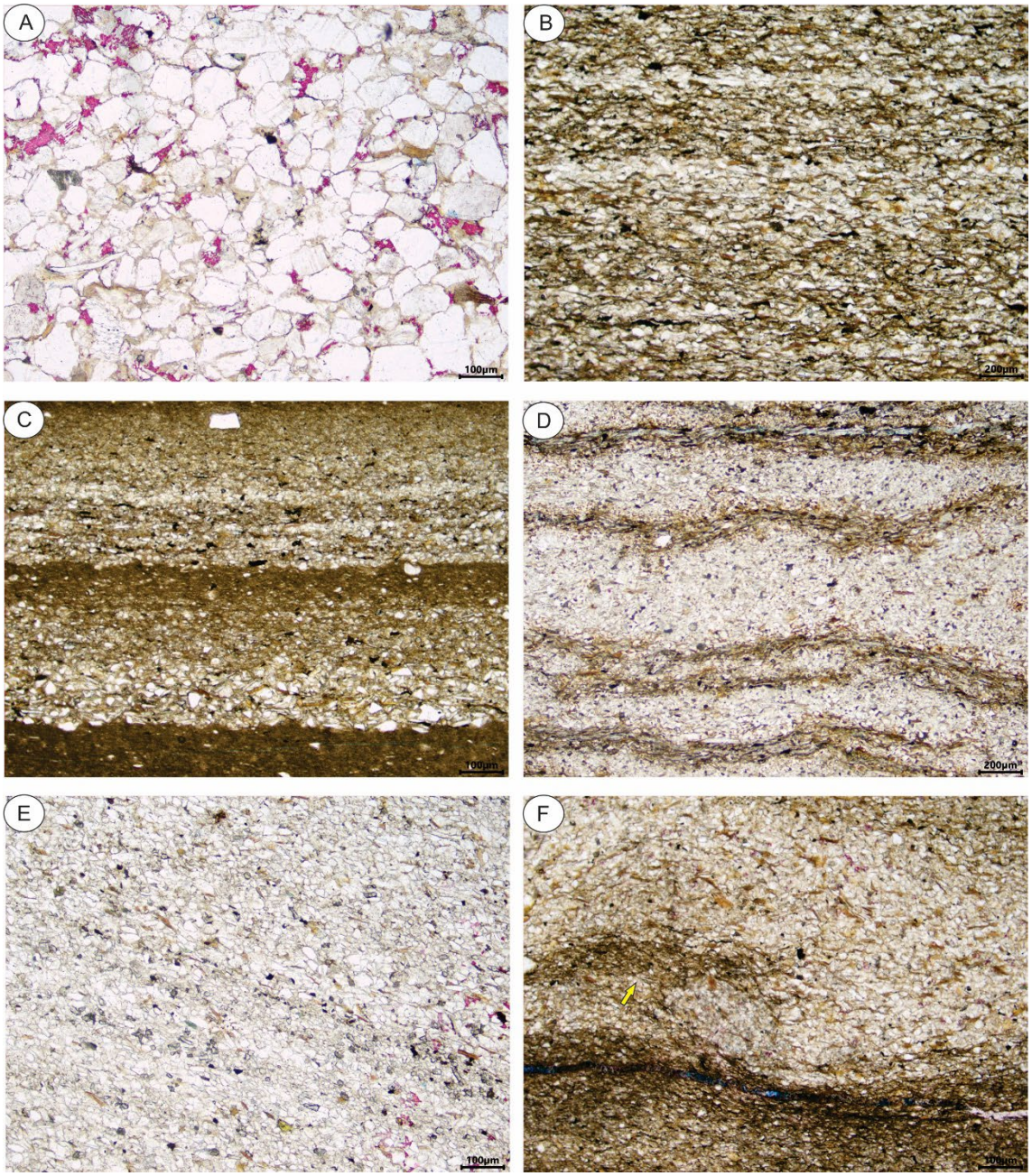


Figura 9.9. Algunos ejemplos de distribución de la fábrica de areniscas: A. Fábrica homogénea; B. Fábrica heterogénea laminar; C. Fábrica heterogénea microgradada; D. Fábrica heterogénea ondulada; E Fábrica heterogénea oblicua y F. Fábrica heterogénea con microrasgos erosivos, nótese la superficie erosiva de la base y la presencia de un intraclasto arrancado de la lámina de fangolita infrayacente (flecha). Todas las fotografías tomadas con nicoles paralelos.

En el caso de las fábricas heterogéneas oblicuas, estas generalmente corresponden a laminación ondulítica en donde las microláminas muestran sutiles variaciones granulométricas. Es frecuente que este tipo de fábrica alterne con láminas macizas paralelas a los planos de estratificación que indican sedimentación durante períodos de no migración de las formas de lecho.

Las fábricas heterogéneas laminares corresponden a alternancias de láminas que pueden diferir en su granulometría o en la composición mineral (presencia de minerales micáceos, pesados, etc.). De acuerdo con el espesor de las láminas pueden reconocerse dos tipos principales, las más gruesas de centímetros a varios milímetros, por lo general indican fluctuaciones repetitivas en la energía de la corriente, laminaciones horizontales formadas por alto régimen de flujo o en el ambiente eólico la migración de óndulas en áreas de extraduna. Un segundo tipo corresponde a laminación delgada (micrométrica) en las que por lo general existe una delicada alternancia de arena fina y muy fina con fangolitas. Este tipo de arreglos se observa frecuentemente en ritmitas originadas por la alternancia de *underflows* y *overflows* en condiciones subácueas, en secuencias varvadas de origen glacilacustre y en algunas tidalitas de muy baja energía.

Finalmente, las fábricas microgradadas pueden resultar de una sutil disminución del tamaño de grano hacia arriba (microgradación directa), de un aumento del tamaño de grano (microgradación inversa) o bien por aumento o disminución vertical de la proporción de matriz (gradación por cola de finos). Este tipo de microfábrica puede presentarse en varios ambientes por diferentes procesos, como por ejemplo distintos tipos de flujos hiperconcentrados no viscosos en ambientes fluviales, migración de óndulas en el ambiente eólico y el término A de turbiditas clásicas, entre otros.

Un tipo especial de microfábrica es el que se asocia a niveles con clastos caídos (*dropstones*). En estos casos, la fábrica resultante suele ser caótica con clastos de arena de mayor diámetro que pueden deformar parcialmente la laminación (Fig. 9.10). La arenisca resultante, por lo general, exhibe pobre selección debido a la superposición de dos mecanismos de sedimentación. Por un lado, la decantación, o eventualmente transporte de fondo, de fango y arena fina y, por el otro, la caída de granos de arena transportados junto con los clastos de mayor tamaño por balsaje en témpanos (Fig. 9.10). Sólo a modo de ejemplo consideraremos la microgradación inversa que es frecuentemente generada por la migración de óndulas eólicas (Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Schenk, 1983; Anderson y Bunas, 1993; Limarino et al., 2015; Dal'Bó y Basilici, 2015; Salvó Bernárdez et al., 2022, Fig. 9.11). De acuerdo con su mecanismo de transporte este tipo de óndulas pueden ser divididas en óndulas de impacto, impacto-proyección e impacto-reptaje (Salvó Bernárdez et al., 2022, véase también Capítulo 1). Las primeras muestran mayor homogeneidad granulométrica y, por lo general, están dominadas por arena fina y muy fina formando frecuentemente laminación pseudohorizontal. La migración de óndulas de impacto-proyección, formadas por arena mediana a gruesa en la cresta y arena muy fina a fina en el seno suele desarrollar microfábricas con gradación inversa (Tripaldi y Limarino, 2005; Salvó Bernárdez et al., 2022).

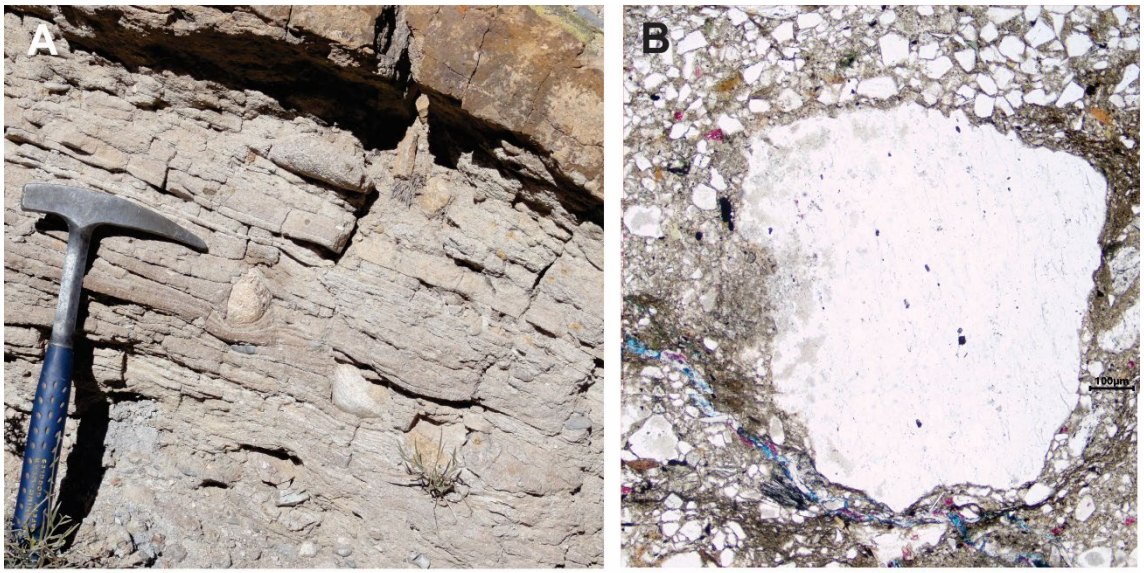


Figura 9.10. Relación entre las características de una secuencia conteniendo clastos caídos a escala de afloramiento (A) y microscópica (B). A. Arenisca laminada a delgadamente estratificada mostrando clastos caídos (*dropstones*), la imagen corresponde a unidades glacigénicas del Carbonífero del oeste argentino; B. Aspecto de la sección delgada correspondiente a una muestra de A; nótese el aspecto caótico de la fábrica y la presencia de un clasto de arena gruesa que deforma la laminación infrayacente.

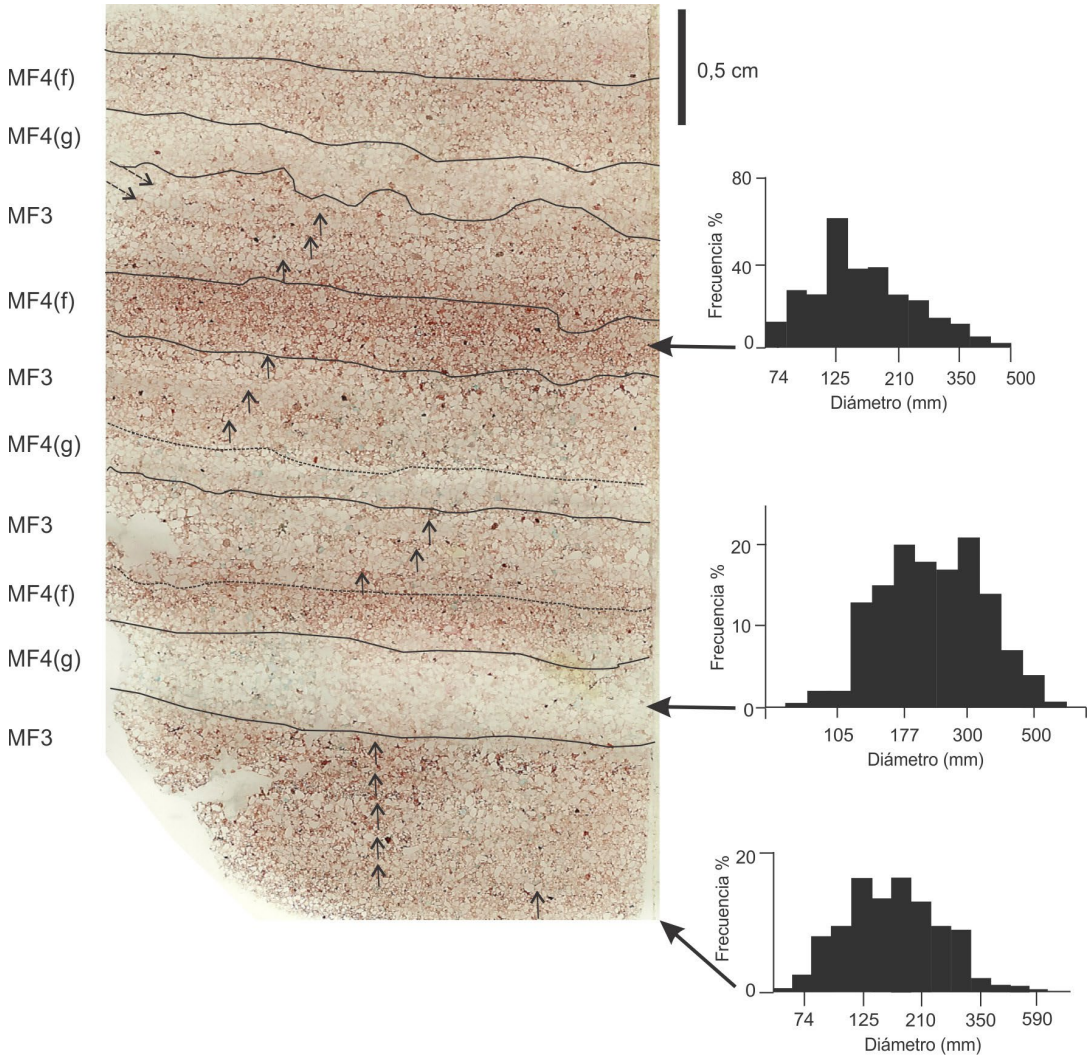


Figura 9.11 (página anterior). Microfábrica con gradación inversa en areniscas pérmicas de la Formación De La Cuesta (tomado de Limarino et al., 2015). Las flechas indican el aumento en el tamaño de grano. La microfábrica 3 corresponde a aquellas gradadas, mientras que la microfábrica 4 a láminas macizas. El tamaño de grano aparece entre paréntesis, (g) indica arenas medianas y gruesas y (f) arenas finas y muy finas. Los histogramas muestran las distribuciones granulométricas.

Finalmente, las óndulas de impacto reptaje han sido las menos estudiadas y aparentemente pueden desarrollar microfábricas gradadas u homogéneas (Salvó Bernárdez et al., 2022). Este ejemplo demuestra como el estudio de las microfábricas en secuencias de eolianitas permite aportar al conocimiento del tipo de óndula dominante sobre todo en áreas de extraduna.

Diferentes ejemplos de microfábricas gradadas, tanto directas como inversas, han sido también descriptas por Zavala et al. (2008) y Soyinka y Slatt (2008) en distintos tipos de flujos hiperpícnicos.

Prince et al. (1995), mediante el análisis de imágenes petrográficas luego procesadas matemáticamente, propusieron la existencia de "dominios" de empaquetamiento dentro de las areniscas. Estos dominios resultan de la yuxtaposición de zonas donde los clastos se encuentran eficientemente empaquetados (dominio más cerrado), con otros en los que la fábrica de granos es más abierta. En otras palabras, de acuerdo con Prince et al. (1995) muchas areniscas no muestran un empaquetamiento homogéneo sino zonas (dominios), en los que alternan empaquetamientos cerrados y abiertos distribuidas en áreas comprendidas entre 5 y 5000 micrones. La existencia de estos dominios puede en algunos casos reflejar la presencia de microestructuras y representar la acomodación de granos por diferentes mecanismos de transporte y depositación. En otros casos, sin embargo, los dominios más abiertos pueden corresponder a procesos ocurridos poco tiempo después de la depositación, como pequeñas estructuras deformacionales e incluso bioturbación.

Aunque es posible que la mayor parte de las areniscas presenten heterogeneidades de fábrica, existen dos aspectos que dificultan su reconocimiento. El primero estriba en la necesidad de asegurar la ausencia de transformaciones diagenéticas que hayan sido capaces de producir modificaciones en la fracción clástica de las areniscas (por ejemplo, disolución de granos), generando áreas con empaquetamientos cerrados y abiertos. Nótese que en este caso los "dominios" tienen un origen diagenético y no depositacional. La segunda dificultad es operativa, ya que no siempre los dominios son evidentes y se necesita de un adecuado procesamiento matemático de las imágenes para el reconocimiento de los dominios (Prince et al., 1995). En los últimos años los estudios de microfábrica han incorporado sistemas semiautomáticos para su caracterización y reconocimiento (Balcewicz et al., 2021; Visalli et al., 2021).

Una aplicación complementaria de los estudios de fábrica comprende a los arreglos de granos resultantes de deformación sinsedimentaria. Colombi et al. (2018) han mostrado distintos patrones de deformación relacionados a depósitos de transporte en masa, los que se traducen en distintas fábricas deformacionales (Fig. 9.12).

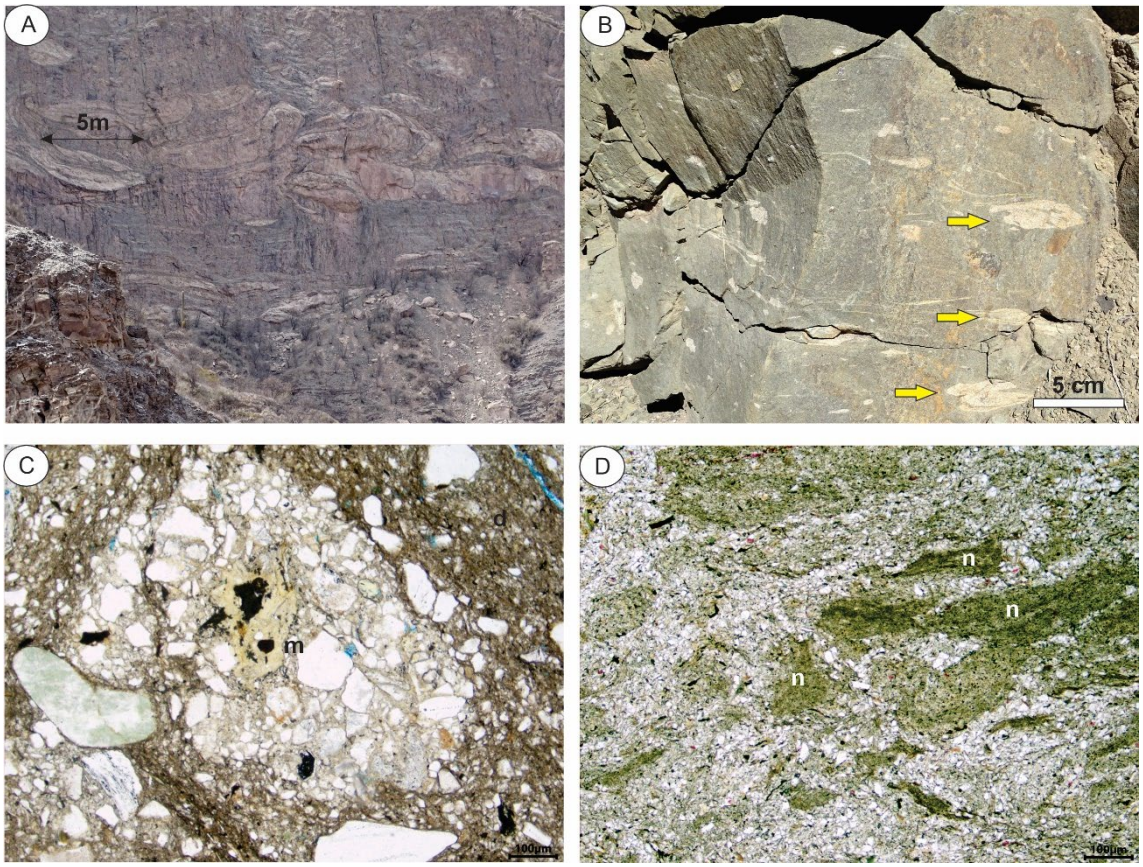


Figura 9.12. Ejemplos de la fábrica resultante de procesos de deformación sinsedimentaria: A. Vista de afloramiento en los que se observa la deformación sinsedimentaria generando grandes "budines" de arena de hasta 9 m de continuidad lateral y 2 m. de altura; B. Foto de afloramiento evidenciando como la deformación de gran escala mostrada en A se traduce en deformación de menor orden que forma pequeños "budines arenosos" (flechas); C. Corte delgado correspondiente a uno de los "budines" arenosos mostrados en A, nótese la fábrica caótica con masas de arena deformadas a escala microscópica (m) dentro de una "matriz" limo-arenosa (d) ; D. Sección delgada correspondiente a una de las lentes arenosas deformadas mostradas en B, nótese la incorporación dentro de la lente de masas irregulares de fango. Fotografías C y D con nicoles paralelos.

EMPAQUETAMIENTO

El empaquetamiento (*grain packing*) ha recibido diferentes definiciones, pero en todas ellas se la considera como una medida del espaciado o densidad de distribución de clastos que conforman el sedimento o una roca sedimentaria (véase por ejemplo definiciones de Griffiths, 1967; Pandalai y Basumallick, 1984; Scasso y Limarino, 1997; Boggs, 2009; entre otros). Los primeros artículos enfocados a su caracterización corresponden a Graton y Fraser (1935), Kahn (1956) y Griffiths (1967).

El grado de empaquetamiento de las areniscas es una propiedad importante ya que, junto a otros parámetros como la selección y la forma de los granos, controla directamente la porosidad intergranular y por lo tanto indirectamente las propiedades petrofísicas de las rocas reservorios (Beard y Weyl, 1973; Pryor, 1973; Scasso y Limarino, 1997; Atkins y McBride, 1992; Yan et al., 2023).

Una primera aproximación al empaquetamiento de los granos consiste en diferenciar las areniscas en las que los clastos se encuentran en contacto unos con otros (clasto-soportadas), de aquellas en los que los granos "flotan" dentro de la matriz (matriz-soportadas, Fig. 9.13) o cemento (cemento-soportadas, Fig. 9.13). Las primeras son más comunes en arenas transportadas y depositadas por corrientes fluidas, mientras que las matriz-soportadas frecuentemente, aunque no siempre, reflejan la sedimentación a partir de flujos densos. En estos casos, los valores de matriz son por lo general superiores al 15% pudiendo alcanzar hasta el 50% (Terlaky y Arnott, 2014). No obstante, debe aclararse que las fábricas matriz-soportadas no siempre resultan de corrientes densas, ya que también han sido descriptas de flujos fluidalizados, en diques clásticos, por efecto de bioturbación, en paleosuelos e incluso debido a la caída de granos de arena de témpanos en ambientes glacilacustres (Scholz et al., 2009; Terlaky y Arnott, 2014; Ulmer-Scholle et al., 2014).

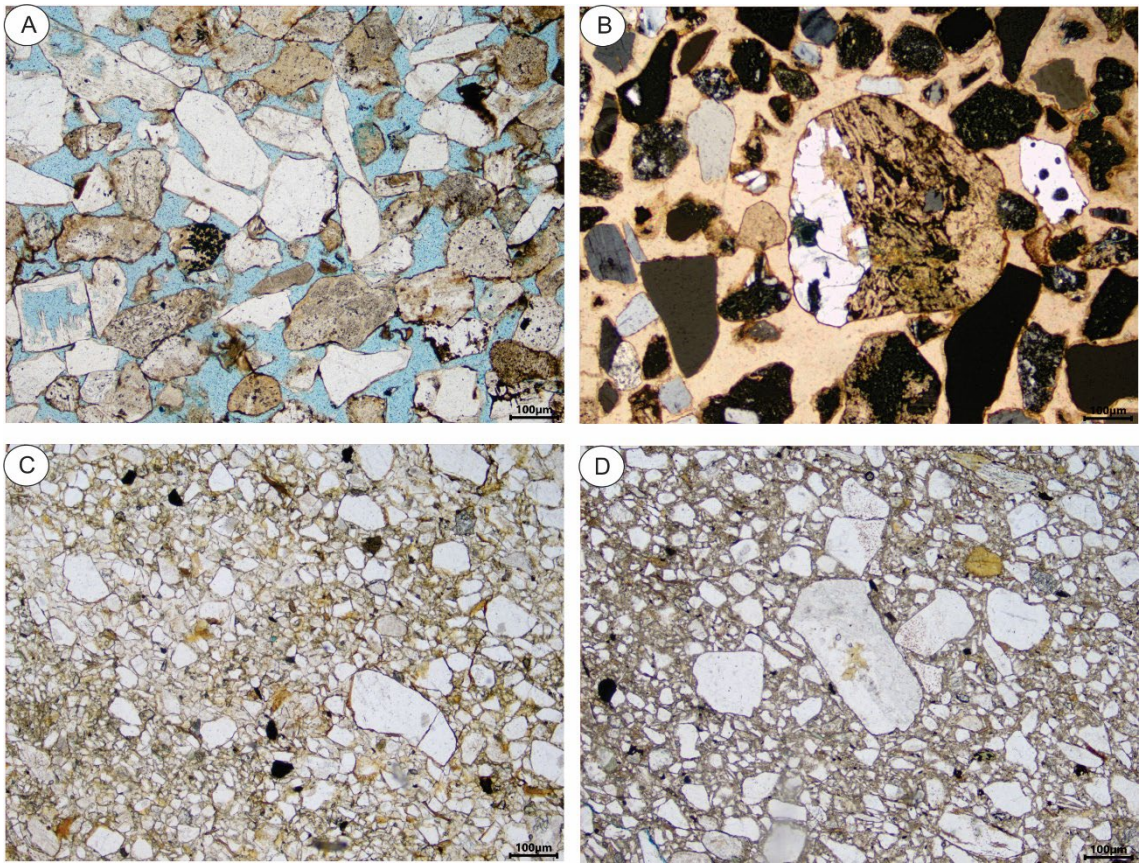


Figura 9.13. Ejemplos de areniscas con fábricas clasto, cemento y matriz soportadas: A. Arenisca clasto-soportada obsérvese que además de la porosidad primaria se ha generado porosidad secundaria debido a la disolución de algunos feldespatos; B. Areniscas cemento-soportada en la que los clastos se disponen dentro de un cemento poikilítico de calcita; C. Transición entre fábrica clasto y matriz-soportada; D. Arenisca dominada por una fábrica matriz-soportada. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas matriz-soportadas son mucho menos frecuentes en el registro estratigráfico que las clasto-soportadas; estas últimas muestran una variedad de estructuras que incluyen las masivas, micrograduadas e incluso

laminadas (Figs. 9.9 y 9.11). Ocasionalmente, cierta orientación subparalela de los ejes mayores de clastos de arena ha sido reportada en algunas areniscas matriz-soportadas y en estos casos la orientación puede deberse al transporte denso, aunque también ha sido reportada de la rotación de clastos por efecto tectónico (Terlaky y Arnott, 2014).

En este punto es necesario recalcar que el empaquetamiento de los granos de areniscas casi invariablemente resulta de dos procesos diferentes. Por un lado, la fábrica depositacional que refleja las características de las corrientes que sedimentaron los clastos, por el otro, los procesos de compactación ocurridos durante el sepultamiento. Con respecto a este último punto, el progresivo sepultamiento produce modificaciones en el empaquetamiento depositacional que van desde el desplazamiento y rotación de granos, hasta eventualmente la interpenetración y rotura de clastos en caso de elevado sepultamiento (véase Capítulo 5).

Ambos factores, el depositacional y el diagenético, se sobreponen en la fábrica de areniscas clasto-soportadas, y separar los dos componentes genéticos del empaquetamiento es complejo y a menudo imposible. En el caso de las areniscas matriz-soportadas el efecto de la diagénesis sobre la fábrica original parece ser más limitado.

Graton y Fraser (1935) describieron tres principales tipos de capas de empaquetamiento resultantes del ordenamiento de esferas: A empaquetamiento cuadrado, B y C variantes del empaquetamiento rómbico (Fig. 9.14). El empaquetamiento cuadrado resulta de unir los centros de las esferas lo que resulta en líneas que se intersectan a 90°. Por el contrario, en el empaquetamiento rómbico los ángulos varían entre 60° (empaquetamiento rómbico simple) y alrededor de 75° (empaquetamiento rómbico especial). Sobre estos diseños, los mencionados autores reconocieron seis clases de empaquetamientos regulares mostrados en la parte inferior de la figura 9.14.

Aunque los tipos de empaquetamiento presentados por Graton y Fraser (1935) puedan parecer extremadamente teóricos, han sido la base para la confección de modelos tridimensionales que comparan anisotropías de empaquetamientos y su relación con la porosidad intergranular y la permeabilidad. Además, los modelos de Graton y Fraser (1935), y el análisis de imágenes petrográficas, fueron en algunos casos utilizados para la construcción de programas computacionales enfocados en la calidad de reservorios (Pandalai y Basumallick, 1984; Nabawy, 2014; Katre y Nair, 2022). En este sentido, Katre y Nair (2022) establecieron tres tipos básicos de empaquetamientos: cúbico, ortorrómbico y romboedral, los que combinados con diferentes parámetros de forma de clastos (angularidad y elongación) permiten una mucho mejor caracterización de la porosidad.

En general se asume que en el caso ideal de clastos esféricos los valores de porosidad son de 47,64% para los empaquetamientos cúbicos, del 39,54% para los ortorrómbicos y de 25,95% para los romboedrales (Katre y Nair, 2022).

Yan et al. (2021), siguiendo las geometrías previamente descriptas por Graton y Fraser (1935), configuraron cinco tipos de empaquetamiento: cúbico, hexagonal, de doble anidado tipo A, doble anidado tipo B y empaquetamiento natural. El diseño de los tipos de empaquetamiento y los valores de porosidad teórica para cada uno de ellos son mostrados en la Fig. 9.15.

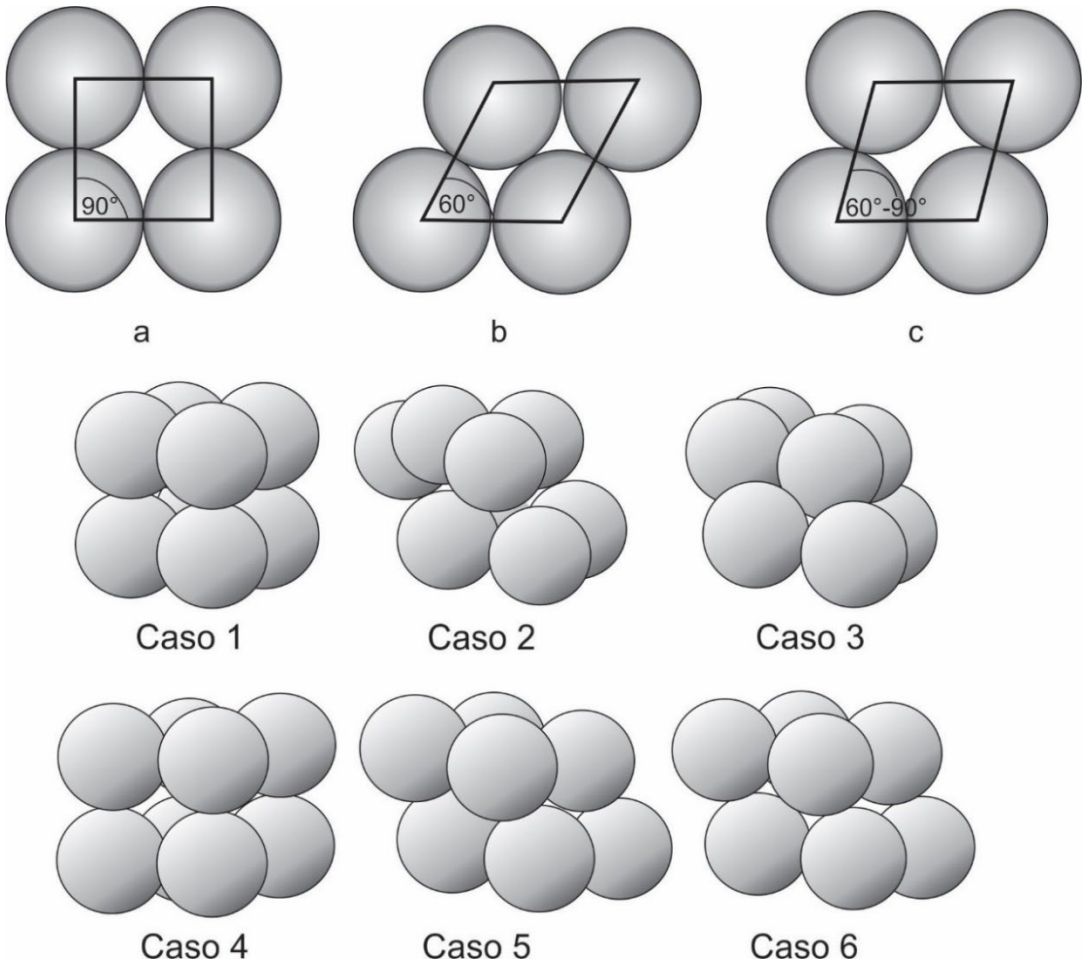


Fig. 9.14. Los tres tipos de capas y las seis clases de empaquetamiento definidas por Graton y Fraser (1935). Referencias: A empaquetamiento cuadrado, B y C variantes del empaquetamiento rómbico con distintos ángulos de ejes, caso 1 cúbico, caso 2 ortorómbico, caso 3 romboedral, caso 4 (variante ortorómbico), caso 5 tetragonal-esfenoidal y caso 6 (variante romboedral).

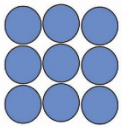
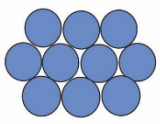
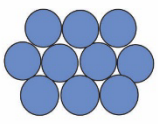
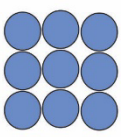
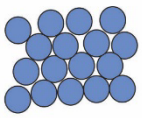
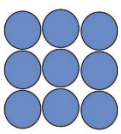
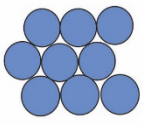
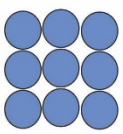
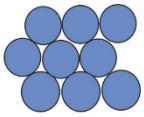
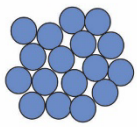
Tipo	Cúbico	Hexagonal	Doble anidado tipo A	Doble anidado tipo B	Natural
Vista lateral					
Vista vertical					
Porosidad	47,64	25,95	25,95	39,57	---

Figura 9.15. Los 5 tipos de empaquetamiento y el valor teórico de porosidad obtenidos para esferas de 250 micrones de acuerdo con Yan et al. (2021). La figura original de los autores ha sido modificada para mayor simplicidad.

Más allá de los modelos teóricos utilizando esferas, en los estudios petrográficos de areniscas a menudo se caracteriza el empaquetamiento con términos un tanto vagos, como por ejemplo, empaquetamiento cerrado, abierto, muy cerrado, entre otros. Una forma más objetiva de caracterizar al empaquetamiento es la utilización de los valores de porosidad o los índices de contactos que son discutidos en el Capítulo 5. Cuando se usa la porosidad como un método indirecto de caracterización del empaquetamiento, debe tenerse en cuenta que nos referimos solamente a la porosidad primaria intergranular (debe excluirse la porosidad secundaria y la intragranular), ya que estamos evaluando estrictamente el empaquetamiento clástico. Aunque aún no existe consenso sobre que valores de porosidad delimitan los distintos tipos de empaquetamiento, en la figura 9.16 se proponen porcentajes orientativos de porosidad óptica, los que pueden ser utilizados para reconocer cinco tipos de empaquetamientos. Además, se señalan en la misma figura los tipos de contactos dominantes en cada caso.

Tipo de empaquetamiento	***Porosidad óptica (primaria intergranular)***	***Tipos de contactos dominantes***
Muy abierto	> 15%	Flotantes y tangenciales
Abierto	10% - 15%	Tangenciales
Moderadamente abierto	10% - 5%	Tangenciales y Rectos
Cerrado	5% - 1%	Rectos y cóncavo-convexos
Extremadamente cerrado	< 1%	Suturados

Figura 9.16. Estimación del grado de empaquetamiento de areniscas utilizando la porosidad óptica intergranular. La columna de la derecha muestra además el tipo dominante de contacto entre clastos.

FÁBRICAS DE ALTERACIÓN QUÍMICA

Los procesos de alteración química ocurridos durante la diagénesis incluyen la corrosión de granos, disolución penetrativa, disolución masiva, reemplazos y recristalizaciones (Scasso y Limarino, 1997; Fig. 9.17).

Las fábricas de corrosión comprenden la disolución de los márgenes de los clastos generando texturas en caries, engolfamiento de granos y márgenes irregulares. Es frecuente que la formación de estas texturas sea sucedida por la cuasi simultánea precipitación de cementos, en especial, aunque no siempre, carbonáticos (Fig. 9.18).

Las texturas en caries corresponden a pequeñas irregularidades aisladas o esporádicas, que evidencian eventos discretos y limitados de disolución de los granos. Cuando las caries aumentan su tamaño pasan a formar texturas de engolfamiento y si el grado de disolución se extiende a lo largo de la mayor parte del perímetro del clasto se describe como textura de márgenes irregulares (Figs. 9.17 y 9.18).

En el caso de la disolución penetrativa, se produce frecuentemente aprovechando planos de discontinuidad cristalográficas, como por ejemplo ocurre en el caso de los

feldespatos donde la disolución progresa a lo largo de planos de maclas o superficies de clivaje (Fig. 9.18). La disolución en parches se genera frecuentemente por diferencias mineralógicas dentro del grano, como ocurre en el caso de las pertitas, antipertitas o cualquier intercrecimiento donde se produce disolución diferencial de uno de los componentes.

TIPO	***EXPLICACIÓN***	***IDENTIFICACIÓN***
Corrosión	Disolución inicial de los márgenes de clastos	- Textura en caries - Engolfamientos - Márgenes irregulares
Disolución penetrativa	Disolución de clastos frecuentemente a lo largo de superficies cristalográficas como maclas o clivaje	- Disolución a lo largo de planos de clivaje - Disolución a lo largo de planos de maclas - Disolución en parches
Disolución masiva	Disolución casi total de granos	- Empaquetamientos anormalmente abiertos - Moldes de cristales - Siluetas de clastos
Reemplazo	Disolución de un mineral y casi simultánea formación de otro mineral autigénico	- Cristales islas - Crecimientos automórficos - Pseudomorfos
Recristalización	Cambio en el tamaño o forma de los clastos, pero sin cambiar su mineralogía	- Ideomorfismo de cristales - Inclusión de cristales

Figura 9.17. Síntesis de las principales fábricas de alteración química ocurridos durante la diagénesis. Tomado de Scasso y Limarino (1997).

Desde el punto de vista químico, la disolución de clastos puede ser congruente o incongruente, en el primer caso la corrosión es homogénea, mientras que en el segundo caso la disolución es selectiva, es decir sobre determinados elementos químicos de un mineral, por lo que la fase sólida remanente muestra composición química diferente a la original. Este proceso es mucho más frecuente en carbonatos, como ocurre en dolomitas donde la disolución diferencial de Mg lleva a la formación de calcita magnesiana y eventualmente calcita pura.

La disolución masiva afecta a la mayor parte del clasto y como consecuencia es común el desarrollo de importante porosidad secundaria intragranular, que puede ser ocupada posteriormente por cemento (Fig. 9.18). El grado y características de la disolución masiva depende en gran parte de la homogeneidad composicional del fragmento, por ejemplo, en algunos clastos líticos, especialmente volcánicos, la disolución suele afectar diferencialmente a la pasta y preservando parte de los fenocristales. Sin embargo, en otros casos, especialmente en pastas de composición cuarzo-feldespática, la situación se invierte y los fenocristales pueden mostrar mayor grado de disolución que la pasta.

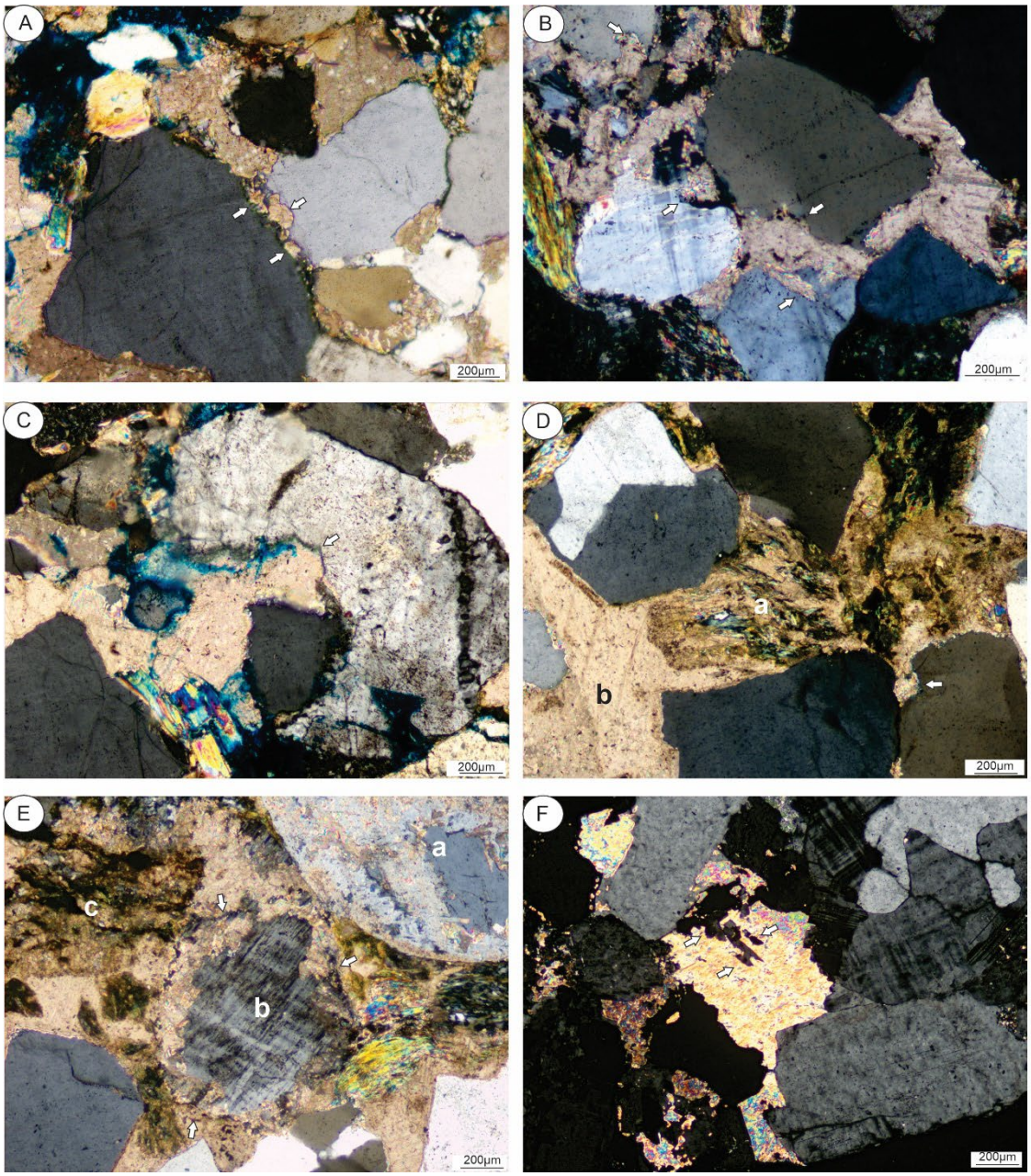


Figura 9.18. Ejemplo de texturas de corrosión y disolución de granos durante la diagénesis: A. Textura en caries sobre la superficie de los clastos (flechas), nótese que el cemento es de composición carbonática; B. Bordes engolfados e irregulares de clastos (flechas); C. Engolfamiento y disolución penetrativa de un feldespato; D. Disolución fuertemente penetrativa, hasta casi masiva, de un fragmento lítico metamórfico de bajo grado (a), nótese el importante desarrollo de cemento carbonático (b); E. Fuerte disolución penetrativa de clastos de metamorfitas (c) y de microclino (b) con reemplazo por carbonato, las flechas indican el margen original del fragmento. F. Reemplazo masivo de un feldespato por carbonato, la flecha indica la posición de remanentes de la disolución, los que al extinguirse conjuntamente actúan como cristales islas. Todas las fotografías con nicoles cruzados.

Cuando la disolución masiva ha sido sumamente importante, la morfología original del clasto puede ser aproximadamente reconstruida por la presencia de cementos de cobertura no disueltos (silueta de clastos, Figs. 9.17 y 9.18). En casos de disolución extrema donde no existe cemento de cobertura, por lo general, no es posible establecer

los límites originales del grano, cuando ello ocurre la disolución es indicada por la presencia de cristales islas o empaquetamientos anormalmente abiertos (Fig. 9.18). Excelentes ejemplos de diferentes tipos de disolución diagenética de clastos son mostrados en Ulmer-Scholle et al. (2014).

Un rasgo que debe ser evaluado en areniscas con evidencias de disolución es si la misma ha afectado indistintamente a los diferentes granos (disolución no selectiva) o por el contrario afecte a un tipo específico de clasto o una parte de él (disolución selectiva).

Las fábricas de reemplazo se producen cuando la disolución de un clasto es seguida por la cuasi-simultánea precipitación de un mineral autigénico que puede sustituir parcial o totalmente el grano original.

Un ejemplo observado con frecuencia es el reemplazo de feldespato por carbonatos (especialmente calcita, Figs. 9.18 y 9.19), cuando la sustitución es casi total la presencia de cristales islas de feldespato permitirá identificar la naturaleza del clasto original.

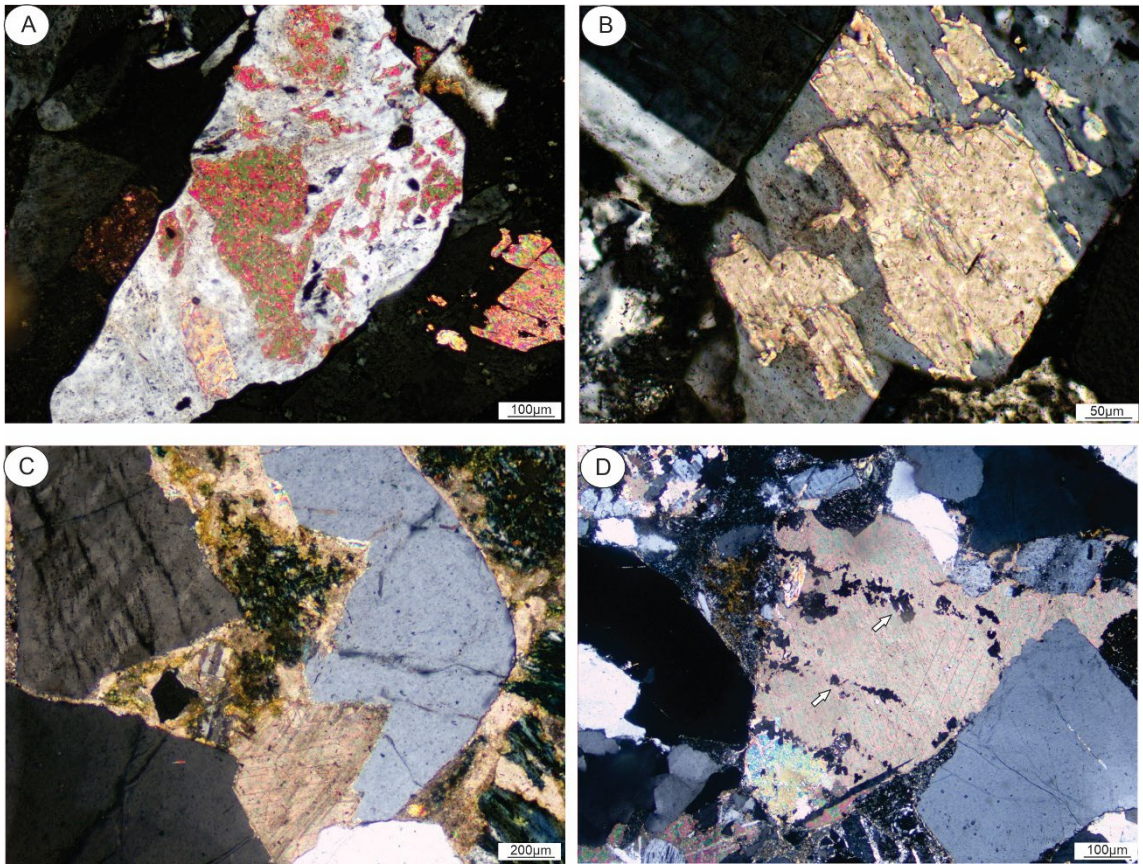


Figura 9.19. Incremento desde A hasta D de la alteración química durante la diagénesis de cristales de feldespatos junto con la casi simultánea precipitación de cemento de calcita: A. Alteración a carbonato en forma de parches de un clasto de feldespato potásico pertítico; B. Reemplazo inicialmente penetrativo a lo largo de uno de los planos de clivaje y posteriormente masivo en forma de parches; C. Reemplazo masivo de un cristal de feldespato; D. Clasto de feldespato casi totalmente reemplazado por carbonato, obsérvese remanentes del grano original formando cristales islas (flechas). Todas las fotografías con nicoles paralelos.

De igual forma, si el clasto presentaba algún tipo de alteración característica, las diferencias mineralógicas permitirán detectar el reemplazo (Fig. 9.18). En otros casos, los

reemplazos son evidenciados por texturas pseudomórficas o crecimientos automórficos (Scasso y Limarino, 1997).

Con respecto al término recristalización involucra cambios en el tamaño o forma del mineral sin que ocurran modificaciones en su composición química. En aquellos casos en que la transformación concierne a un mineral que se pasa a su polimorfo el término "inversión", en detrimento de recristalización, ha sido propuesto por algunos autores (Boggs, 2009). En rocas carbonáticas el término "neomorfismo" fue usado por Folk (1965) para incluir a ambos procesos recristalización e inversión. Con el propósito de simplificar la nomenclatura y en concordancia con lo señalado por Ulmer-Scholle et al. (2014), el término recristalización es aplicado en sentido genérico para todos los cambios arriba señalados. En algunos casos se considera a la recristalización como un proceso desarrollado esencialmente al estado sólido (a diferencia del reemplazo), esto es sin interactuar con la solución poral y por lo tanto descripto como recristalización seca (*"dry recrystallization"*), sin embargo, esta condición debe ser analizada y probada en cada caso.

FÁBRICA DE CEMENTOS

Los cementos pueden ser estudiados y clasificados desde dos puntos de vista, por un lado, su fábrica y, por el otro, la composición mineralógica. En esta sección nos ocuparemos específicamente de la fábrica, dejando para capítulos subsiguientes los aspectos relacionados a su mineralogía.

El término fábrica de cementos es aquí utilizado para describir tres propiedades fundamentales: 1. tamaño de los cristales, 2. configuraciones geométricas y 3. relaciones espaciales entre los cementos (estratigrafía de cementos, Fig. 9.1).

El cemento es por lo general un factor negativo para la preservación de la porosidad primaria y consecuentemente la permeabilidad, ya que tiene la capacidad de obliterar parte y en casos extremos casi la totalidad de la porosidad. Sin embargo, determinadas fábricas de cementos, formadas durante la diagénesis temprana, pueden favorecer la preservación de la porosidad primaria al aumentar la rigidez del esqueleto de la roca. Por ejemplo, cementos de cuarzo o de rims arcillosos, desarrollados exclusivamente en los contactos primarios entre clastos, pueden actuar como elemento de sostén durante el sepultamiento, disminuyendo, aunque sea parcialmente, la pérdida de porosidad primaria. Esta situación es descripta comúnmente como "cemento de sostén".

Zimmerle (1979, Fig. 9.20) dividió a los cementos de acuerdo a su relación con la fracción clástica en cementos de serie homomineral ("homomineralisehen *reihe"*), cuando los cementos mostraban la misma composición que los clastos, y heteromineral (*"heteromineralisehen reihe"*) cuando la composición difería. Posteriormente, la serie homomineral fue dividida en tres y la heteromineral en seis clases de acuerdo con la disposición espacial del cemento en relación con los clastos.

Años más tarde, Wilson (1984, reproducido en Wilson y Stanton, 1994), dividió la fábrica de cementos en dos categorías principales: cementos de reborde (*"rim cements"*) y cementos de oclusión (*"occluding cements"*). Por otro lado, Harwood (1988) separó los cementos en "concordantes" y "discordantes". Los primeros corresponden a cementos que muestran características ópticas similares a las de los clastos sobre los que se disponen, siendo el mejor ejemplo los crecimientos secundarios de cuarzo. Por el contrario, los discordantes corresponden a cementos cuyos cristales conforman agregados separados de los granos y tienen, por lo tanto, orientaciones cristalográficas diferentes, aunque pudieran tener la misma composición.

Basándonos en la clasificación de Zimmerle (1979), Wilson (1994) y Wilson y Stanton (1994) se presenta en la figura 9.21 una síntesis de las principales fábricas de cementos. Dentro de los cementos de rebordes se reconocen seis variantes frecuentemente observadas en areniscas. Las primeras dos corresponden a sobrecrecimiento sintaxial, frecuente en el cuarzo, feldespato y, en algunos casos, cementos de carbonatos. Como estos crecimientos se encuentran en continuidad óptica con el clasto, al girar la platina la extinción de clastos y cemento se produce al mismo tiempo.

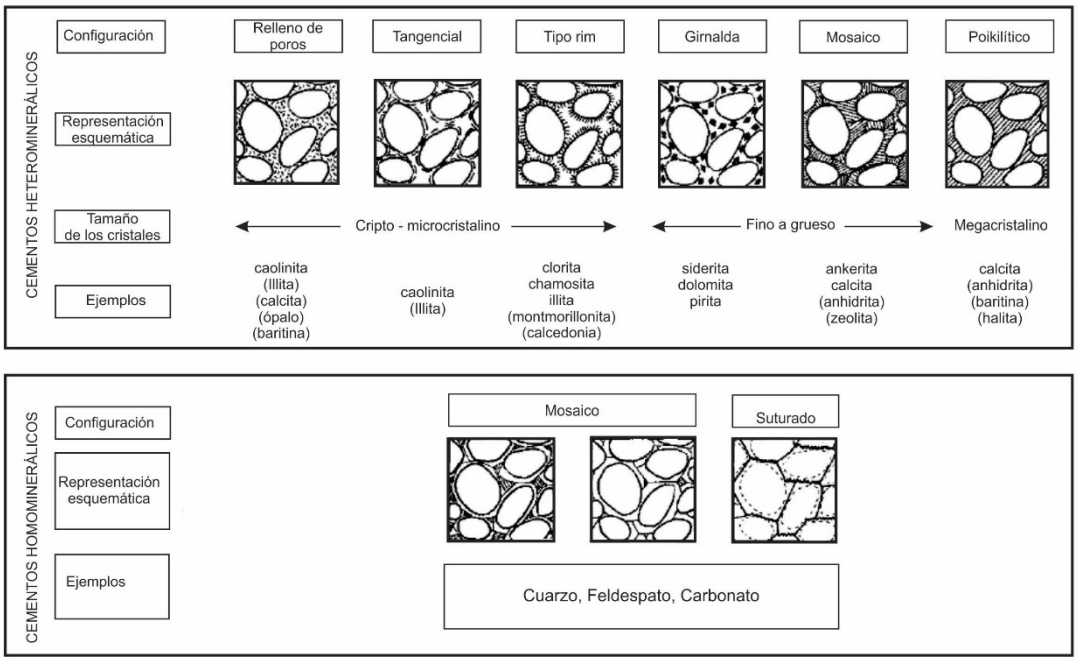


Figura 9.20. Modelo ligeramente modificado de la clasificación de fábrica de cementos presentado por Zimmerle (1979).

Existen algunas diferencias entre los cementos sintaxiales de cuarzo, feldespato y el carbonato (véase Capítulos 11 y 13). Los crecimientos en continuidad óptica de sílice sobre granos de cuarzo son los mejor desarrollados, tanto por su espesor como por la formación de formas cristalinas, a menudo, de hábito piramidal. En el caso de los feldespatos, suelen mostrar crecimientos más discontinuos y delgados; por otro lado, cuando los clastos se encuentran maclados el crecimiento generalmente replica la extinción de la macla, aunque en algunos casos se ha observado también la inversión de

la extinción. Por lo general, la composición del cemento de feldespato es albita u ortosa pura (véase Capítulo 13).

Los cementos carbonáticos formando crecimiento sintaxial son frecuentes en calizas, pero mucho menos comunes en areniscas, porque requiere de la existencia de clastos carbonáticos monocristalinos (muchas veces partículas esqueletales). Cuando presentes en areniscas, el desarrollo del crecimiento es muy variable y depende en gran medida de la composición mineralógica del clasto alojante (calcita, dolomita o siderita).

En el primero de los crecimientos sintaxiales (1 en Fig. 9.21) es relativamente fácil reconocer la presencia de crecimiento secundario, ya que una muy delgada película de óxidos de hierro, arcillosa o arcillo-ferruginosa lo separa del clasto. Es importante considerar que el espesor de la película arcillosa debe ser reducido, ya que de lo contrario inhibirá la precipitación en continuidad cristalográfica (véase Capítulo 11).

En el caso 2 (Fig. 9.21), la identificación del crecimiento secundario puede ser mucho más difícil, pues al no existir una película que señale la discontinuidad entre clasto y cemento el sobrecrecimiento puede pasar inadvertido. Por esta razón, es muy probable que la proporción de cemento sintaxial de sílice, plagioclasa o incluso carbonato sea a menudo subestimada durante observaciones petrográficas de rutina cuando no exista una discontinuidad entre el cristal y el cemento. En estos casos, algunos indicios de la presencia de cemento sintaxial son: el desarrollo de superficies rectas en el margen de los clastos, crecimientos de formas cristalinas, diferencias en el porcentaje de inclusiones fluidas o minerales a lo largo del grano, diferencia de alteración.

Sin embargo, algunos de estos indicios podrían ser contradictorios. Por ejemplo, en el caso de arenitas líticas volcánicas es común que los clastos de cuarzo y feldespato hereden parcialmente el hábito cristalino y, por lo tanto, este rasgo no se deba a sobrecrecimiento sino a su forma euhedral original. Por otro lado, aunque el crecimiento secundario generalmente se encuentra libre de inclusiones fluidas, ocasionalmente, y como resultado de la maduración de materia orgánica durante la diagénesis, pueden formarse abundantes inclusiones fluidas aún dentro del cemento sintaxial.

El microscopio de cátodoluminiscencia puede ser también de gran ayuda para reconocer crecimientos sintaxiales ya que el color de luminiscencia frecuentemente cambia entre el clasto y el cemento (Ramseyer et al., 1988; Götze et al., 2001; Goldstein y Rossi, 2002; Richter et al., 2003; Frelinger et al., 2015; Wang et al. 2022). Estudios empleando cátodoluminiscencia han demostrado, sin ningún lugar a dudas, que en algunas areniscas el crecimiento secundario de cuarzo y aún de feldespato, es mucho más importante cuantitativamente que lo corrientemente supuesto. Véase enlaces para cátodoluminiscencia 9.1.

Enlaces a imágenes 9.1: Para cátodoluminiscencia

Ramseyer et al. (1988): *Mineralogical Magazine, Vol. 52.* Trabajo pionero en cátodoluminiscencia, véase imágenes láminas 1 y 2.

Richter et al. (2003): https://www.researchgate.net/profile/Rolf_Neuser/publication/225610395 Imágenes de catodoluminicencia para la identificación de cementos de cuarzo (láminas 1 a 3)

Wang et al. (2022) Imágenes para catodoluminiscencia del cemento de cuarzo. Figuras 3, 4 y 5.

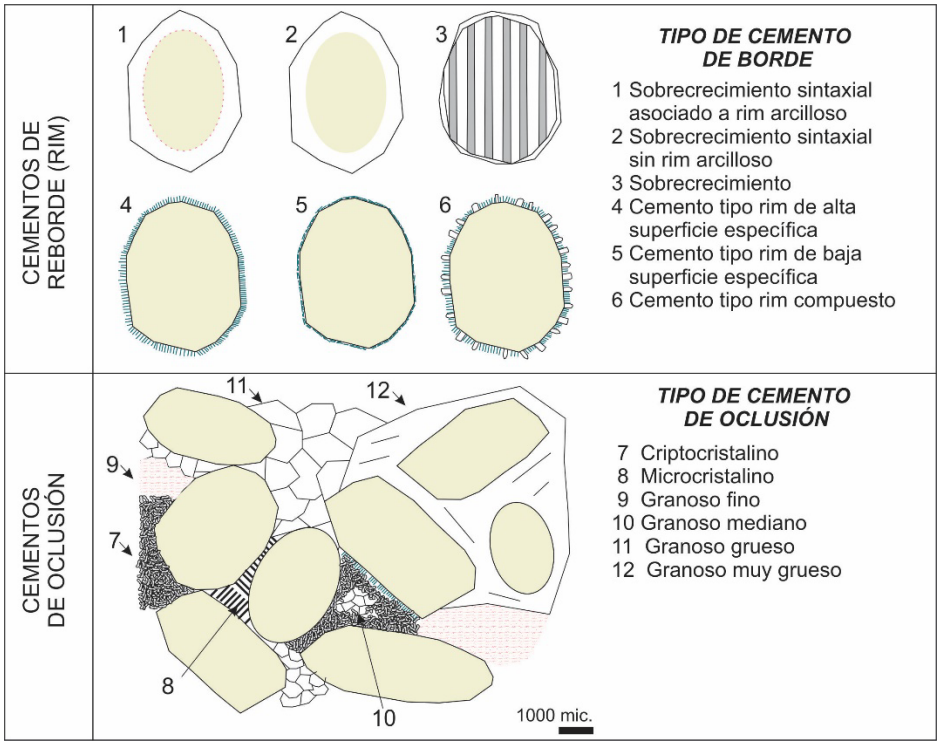


Figura 9.21. Clasificación basada en la fábrica de los cementos utilizada en este libro. El esquema se funda en las propuestas de Zimmerle (1979) y Wilson (1994) y Wilson y Stanton (1994).

En el caso 3 (Fig. 9.21) existe un cemento de reborde silíceo (o feldespático) sobre un clasto de cuarzo, pero no se encuentra en continuidad óptica. La falta de continuidad cristalográfica puede suceder por varios factores, entre otros que el espesor de la capa arcillosa adherida al perímetro del clasto sea demasiado gruesa como para permitir el ordenamiento cristalográfico, o bien que la velocidad de precipitación de la sílice fuese demasiado rápida (véase Capítulo 11).

Los casos 4 y 5 (Fig. 9.21) ejemplifican cementos de reborde arcillosos que difieren en la disposición de las láminas. En el caso 4, los cristales de arcilla se apoyan perpendicularmente al clasto formando una película que puede variar entre 5 micrones y 40 micrones de espesor en casos extremos. Esta configuración es frecuente en cloritas, illita y esmectitas, aunque en este último caso su disposición es sólo observable al microscopio electrónico de barrido. En el caso 5, las arcillas se disponen con su eje mayor dispuesto tangencialmente al grano o formando una fábrica desordenada, pero no perpendicular, siendo frecuente esta disposición en algunas esmectitas, cloritas, caolinita y cementos ferruginosos de hematita (Fig. 9.21).

La diferencia entre los cementos ilustrados en los casos 4 y 5 es importante, porque el cemento tipo 4 desarrolla un borde de alta superficie específica con el poro, lo que frecuentemente impacta en forma negativa sobre la permeabilidad. Por el contrario, el cemento tipo *rim* de baja superficie específica (tipo 5) no parece producir marcadas pérdidas de permeabilidad. Otro cemento tipo 5 corresponde a los *rims* de hematita (frecuentemente descriptos como "*coatings*"), los que son los responsables de la coloración de los bancos rojos. Este tipo de cemento, por lo general, no presenta alta

superficie específica y en algunos casos se asocia a una "arcilla puente" (véase Capítulo 14).

Finalmente, el cemento tipo *rim* 6 esquematizado en la figura 9.21 resulta de la asociación de cementos de filosilicatos (tanto de alta como baja superficie específica) y tectosilicatos (mayormente cuarzo, en menor medida zeolitas) o carbonato (calcita, en menor medida siderita o dolomita). Se obtiene entonces un diseño intrincado de al menos dos tipos de cementos (ocasionalmente más) en los que las arcillas han limitado el crecimiento de los tectosilicatos o del carbonato (véase Capítulos 11 y 12).

Frecuentemente, en las areniscas se observan más de una generación de cemento tipo *rim*, así por ejemplo las coberturas de cemento arcilloso de baja superficie específica (5 en la figura 9.21) son sucedidas por otras en los que el *rim* exhibe alta superficie específica, pudiendo correlacionar o no con un cambio en la mineralogía (por ejemplo, dos generaciones de clorita o una de clorita y otra de illita). Otro ejemplo son las coberturas complejas entre tecto y filosilicatos que recubren los clastos y, en ocasiones, son sucedidas por crecimientos de cuarzo (véase Capítulos 11 y 12).

Con respecto a los cementos de oclusión, deben su nombre a que ocupan parcial o totalmente el espacio poral y no se encuentran circunscriptos a los bordes del poro. Un criterio frecuentemente seguido para clasificar estos cementos ha sido el tamaño de los cristales (Gilbert, 1954, en William et al., 1954; Zimmerle, 1979; Wilson y Stanton, 1994). En particular, Gilbert (1954) y Wilson y Stanton (1994) los dividieron en: macrocristalinos (diámetro mayor a 0,2 mm), microcristalinos (entre 0,01 y 0,2 mm) y los criptocristalinos (de tamaño menor a los 0,01 mm).

En esta obra, el criterio utilizado para la descripción de los cementos de oclusión se basa en dos parámetros principales, por un lado, el ya mencionado tamaño de los cristales y, por el otro, su hábito (Figs. 9.21 y 9.22). Nótese que se ha modificado un tanto la escala de tamaños propuesta por Gilbert (1954), ampliando las divisiones a seis categorías que guardan directa relación con los límites de tamaño de grano de los clastos (Figs. 9.21 y 9.22). Así por ejemplo, el tamaño de cristales muy grueso corresponde a aquellos mayores a 2000 micrones, valor que señala el límite entre la arena y el gránulo, por lo que estos cementos frecuentemente desarrollan texturas poikilíticas, donde varios clastos son incluidos dentro de un mismo cristal. Los tres cementos que comúnmente desarrollan arreglos poikilíticos son calcita, laumontita y anhidrita.

El tamaño de grano grueso (de 2000 hasta 1000 micrones, Figs. 9.21 y 9.22) es equivalente al límite inferior de la arena gruesa por lo que texturas poikilíticas serán sólo comunes en areniscas de textura fina y muy fina (raramente medianas), predominando los cementos granosos espáticos (*sparry*). Además de calcita y laumontita, la analcima suele desarrollar este tipo de cristales.

El intervalo entre los 1000 micrones y los 250 micrones corresponde al cemento de oclusión con cristales medianos; aquí la presencia de cementos poikilíticos es muy rara debido a que el tamaño de los cristales del cemento se aproxima al de los clastos (Fig. 9.21).

Cuando los cristales desarrollan diámetros entre 250 y 60 micrones forman cementos intergranulares ecuantes de grano fino, con individuos agrupados o aislados y en algunas ocasiones en parches. El megacuarzo y parches de cemento carbonático son ejemplos de este tipo (Fig. 9.22).

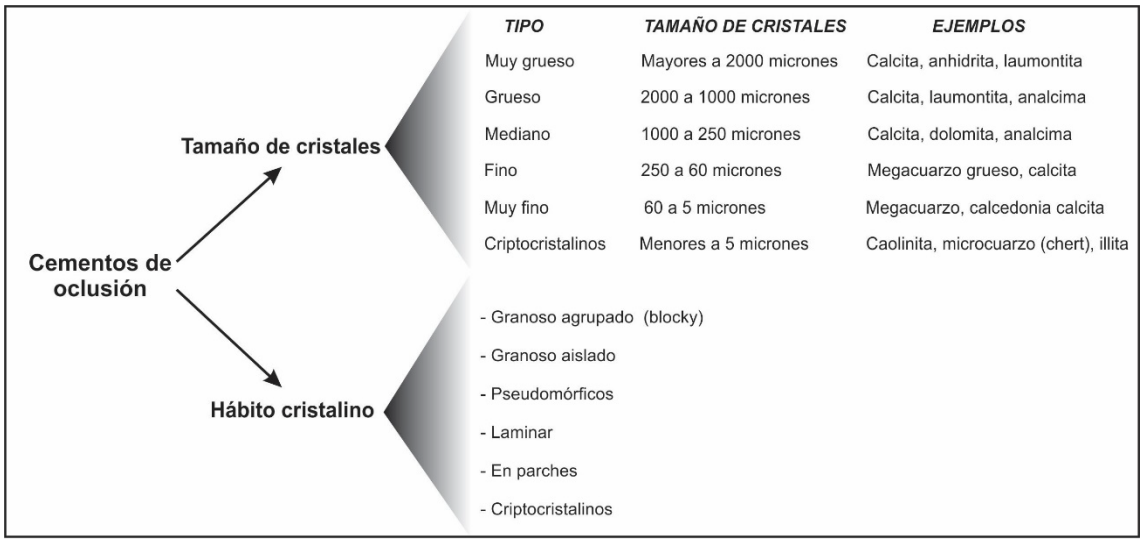


Figura 9.22. Propuesta de modelo descriptivo para los cementos de oclusión seguido en este libro.

A medida que los cristales del cemento se hacen más pequeños su diámetro es menor que el de los clastos de la arenisca. En estos casos, dominan cementos desde granosos aislados (megacuarzo, calcita) a criptocristalinos (calcedonia). Finalmente, los cementos con cristales con diámetro menor a 5 micrones son considerados criptocristalinos y mayormente representados por arcillas (caolinita, illita) y microcuarzo (tipo chert) (Fig. 9.22).

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA: ESTRATIGRAFÍA DE CEMENTOS

Además de la composición mineralógica, que será analizada en capítulos subsiguientes, la caracterización petrográfica del cemento incluye dos aspectos principales: 1. Su fábrica (discutida en la sección anterior) y 2. La estratigrafía de cementos, ya analizada en el Capítulo 5, y sobre la que haremos a continuación unas breves consideraciones.

La estratigrafía de cementos consiste en determinar el orden de precipitación de los distintos tipos presentes en una roca, el que casi invariablemente progresa desde la superficie de los clastos hacia el interior del espacio intergranular (poros). En forma similar a lo que ocurre en estratigrafía convencional, nosotros dividimos a las superficies que separan las distintas generaciones de cementos en concordantes y discordantes (Fig. 9.23).

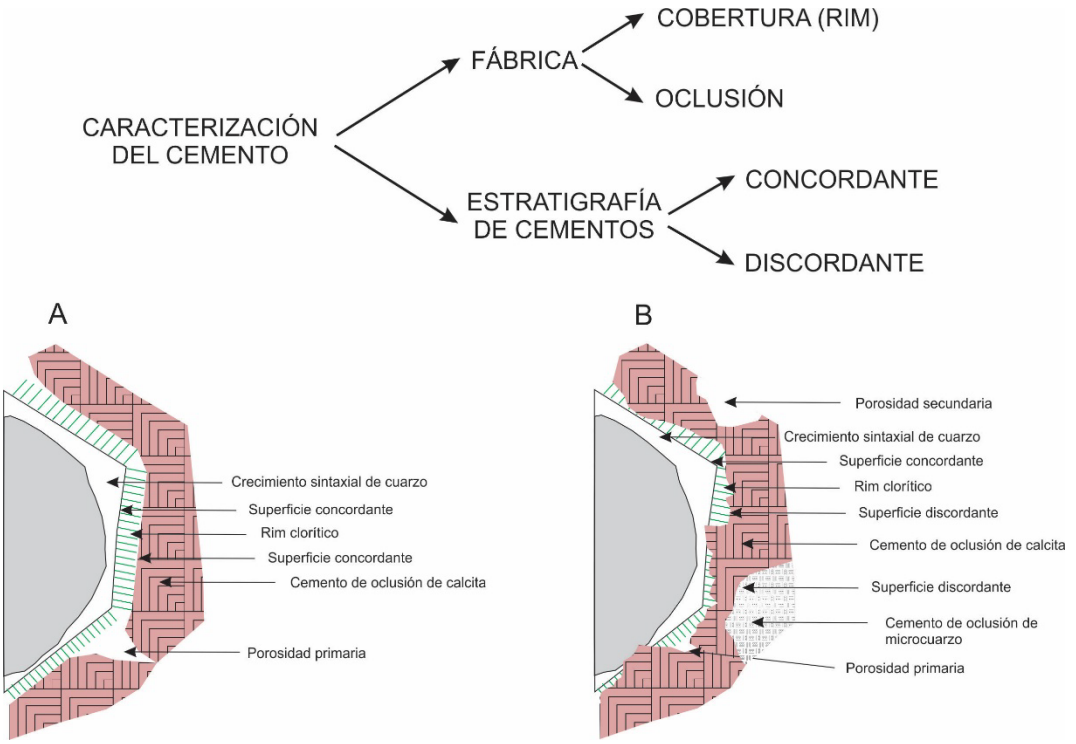


Figura 9.23. Representación esquemática de la estratigrafía de cementos, los que son inicialmente divididos en concordantes y discordantes: A. Ejemplo de cementos esencialmente concordantes; B. Relación entre cementos concordantes y discordantes. Para explicación véase el texto.

En los cementos concordantes, el más joven es separado del más antiguo por una superficie regular que no sugiere episodios significativos de disolución de los cementos previos. Esta situación es ejemplificada en la figura 9.23A, allí una primera fase de crecimiento sintaxial de cuarzo es seguida por un cemento tipo *rim* de clorita separado por una superficie concordante. Una tercera fase de cementación corresponde a calcita, pero en este caso como cemento de oclusión que cierra gran parte de la porosidad primaria (Fig. 9.23). Nótese que en la sucesión descripta no existen superficies fuertemente irregulares, por lo que el cierre del espacio poral se ha producido progresivamente sin episodios significativos de disolución de cementos previos.

La situación es distinta en B de la figura 9.23. Allí si bien los cementos tipo *rim* de cuarzo y clorita están separados por una superficie concordante, en los cementos de oclusión las superficies son fuertemente irregulares (discordantes), sugiriendo que durante la evolución diagenética tuvieron lugar al menos dos episodios mayores de disolución, al que se suma un nuevo evento que genera porosidad secundaria (Fig. 9.23B).

En otras palabras, cada evento de disolución genera porosidad secundaria y el espacio de acomodación dentro del cual podrán precipitar nuevos cementos, los que reducirán parcial o totalmente la porosidad (Fig. 9.23, B). Nótese que un episodio de disolución puede eliminar casi por completo un cemento previo, e incluso originar distintos grados de disolución en la fracción clástica. Al mismo tiempo, sucesivas disoluciones generarán las superficies discordantes que separan las distintas generaciones de cementos.

A modo de ejemplo se muestran los resultados del estudio de dos diferentes casos de areniscas reservorios (Figs. 9.24, 9.25 y 9.26).

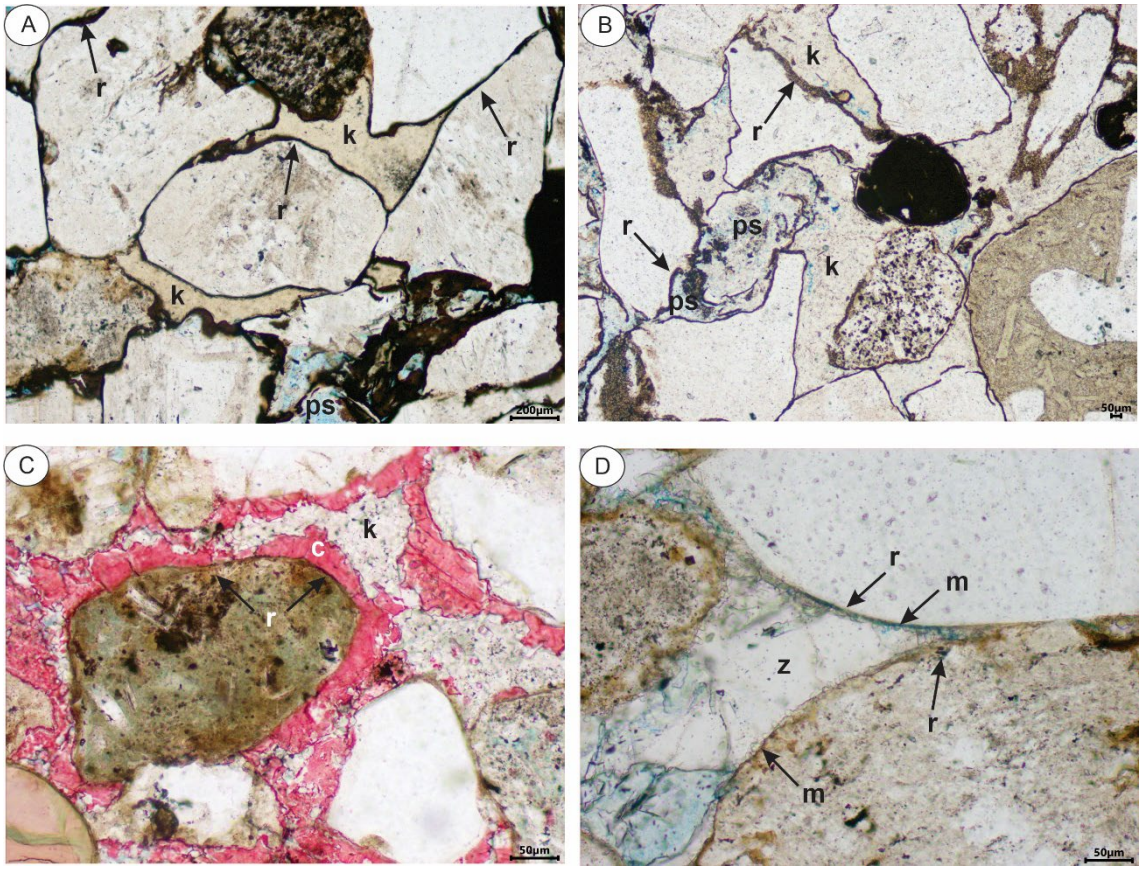


Figura 9.24. Relaciones entre los distintos tipos de cementos (todas las imágenes corresponden a la misma arenisca reservorio): A. Delgadas cobertura de cemento arcilloso tipo *rim* seguida por la precipitación de cemento de oclusión de caolinita (k); B. La misma situación que en A, pero en este caso se observa la porosidad secundaria (ps) que es de dos tipos, por disolución de clastos (mayormente feldespatos) o del cemento de caolinita con la posterior precipitación de cemento carbonático (c); C. Luego de una fase de intensa disolución gran parte del cemento de caolinita (k) fue eliminado; D. En estos niveles del reservorio se observan dos generaciones de cemento de cobertura, primeramente, una delgada lámina de cemento arcilloso tipo *rim* (r) seguida por pequeños cristales de hábito piramidal de microcuarzo que se proyectan hacia el interior del poro (m), y finalmente, un cemento de oclusión de zeolita (z) se desarrolla sobre una porosidad secundaria previamente formada. Todas las fotografías con nicoles paralelos.

El primero corresponde a la figura 9.24 (caso A) que incluye areniscas que tuvieron una primera fase cementante de arcilla tipo *rim* (Fig. 9.24A) y cemento de oclusión de caolinita (9.24B) que obliteró tempranamente la mayor parte de la porosidad primaria. Un profundo evento de disolución generó una primera fase de porosidad secundaria a expensas de la caolinita, esta porosidad fue luego parcialmente obliterada por la precipitación de carbonato (Fig. 9.24C).

Localmente, el reservorio muestra sus mejores condiciones petrofísicas en intervalos arenosos dominados por la superposición de dos cementos tipo *rim*, el de arcilla previamente mencionado y microcuarzo (Figs. 9.24D y 9.25). En este caso, a la porosidad primaria se suman la porosidad secundaria por disolución de la caolinita y un nuevo evento resultado de la disolución del carbonato. Finalmente, la precipitación de zeolita

cierra parte del sistema poral y controla las propiedades petrofísicas del reservorio en su conjunto (Fig. 9.24D).

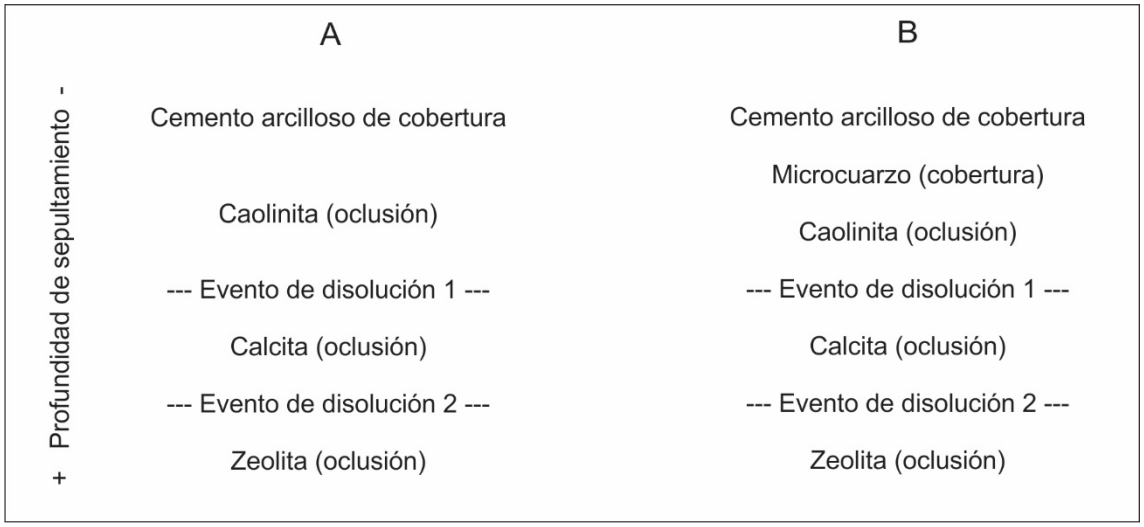
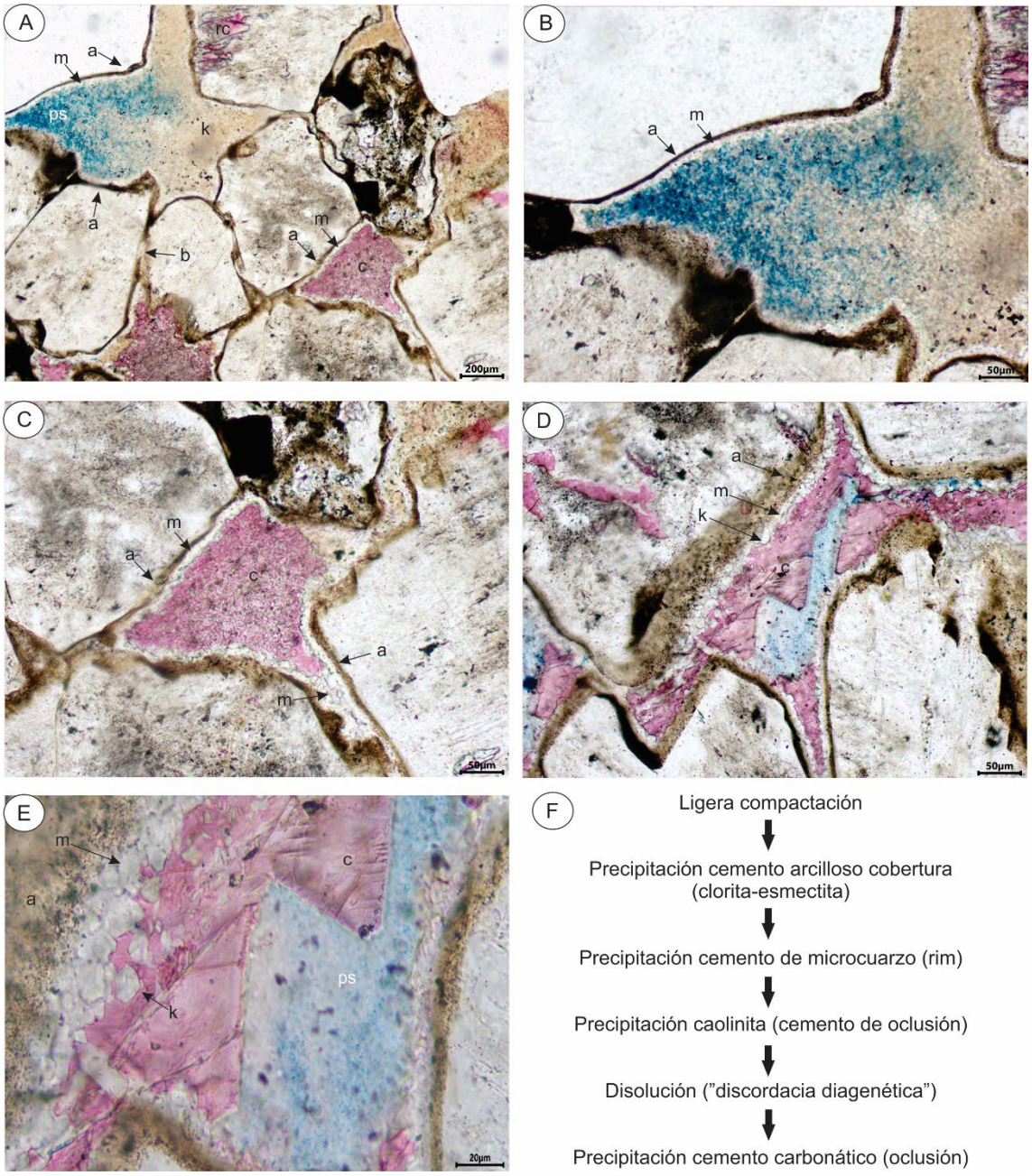


Figura 9.25. Síntesis de la estratigrafía de cementos en el primer caso analizado (corresponde a las areniscas de la figura 9.24). La cadena A no incluye el cemento de microcuarzo que actúa como cemento de sostén en las arenas del caso B. Lo dicho hace que las mejores características petrofísicas del reservorio correspondan a las arenas del caso B.

Un segundo ejemplo aparece en la figura 9.26 (caso B), en esta situación el esquema es similar pero el cemento de microcuarzo tipo rim está mucho más extendido a lo largo de todo el reservorio (Fig. 9.26A y B). La superposición de ambos tipos de cemento de cobertura parece haber actuado como sostén, favoreciendo una mejor preservación del espacio intergranular. Al igual que en el caso A, una primera fase de disolución crea porosidad secundaria sobre el cemento de caolinita, al que siguió la precipitación de carbonato (Fig. 9.26C). Nótese que en este ejemplo no existe una fase cementante significativa de zeolita y es el carbonato el que reduce tanto la porosidad primaria como la secundaria controlando la calidad del reservorio (Fig. 9.26 D y E).

Figura 9.26 (página siguiente). Ejemplos sobre la estratigrafía de cementos y su relación con la porosidad, todas las imágenes corresponden a la misma arenisca reservorio: A. Cemento arcilloso de cobertura (clorita-esmectita? (a) que se interrumpe en los contactos primarios entre clastos (b), seguido por microcuarzo (m) y posteriormente caolinita (k) obliterando el espacio poral, nótese que la relación entre los tres tipos de cemento parece ser concordante. Una posterior fase de disolución de la caolinita produjo porosidad secundaria (ps), la que fue luego parcialmente obliterada por calcita (c) que aparece discordante con respecto a los cementos previos; B. Detalle de la foto anterior mostrando la relación entre el cemento tipo rim (a), el microcuarzo (m) y el desarrollo de porosidad secundaria (ps) resultante de la disolución de la caolinita; C. Similar a la foto anterior pero mostrando ahora como el cemento de calcita oblitera la porosidad secundaria (ps); D. Cemento de calcita (c) cerrando parcialmente la porosidad secundaria, nótese remanentes de caolinita (k) entre el microcuarzo y la calcita; E. Detalle de la foto D mostrando los remanentes de cristales hexagonales de caolinita (k) entre microcuarzo (m) y cemento de carbonato (c); F. estratigrafía de cementos propuesta para la arenisca.



BIBLIOGRAFÍA

Adams, J. (1977). Sieve size statistics from grain measurement. Journal of Geology 85: 209-227.

Anderson, R. S., & Bunas, K. L. (1993). Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modelled with a cellular automaton. Nature, 365(6448): 740-743.

Atkins, J. E., & McBride, E. F. (1992). Porosity and packing of Holocene river, dune, and beach sands. AAPG Bulletin, 76(3): 339-355.

Baas, J. H., Hailwood, E. A., McCaffrey, W. D., Kay, M., & Jones, R. (2007). Directional petrological characterization of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration. Earth-Science Reviews, 82(1-2): 101-142.

Balcewicz, M., Siegert, M., Gurris, M., Ruf, M., Krach, D., Steeb, H., & Saenger, E. H. (2021). Digital rock physics: A geological driven workflow for the segmentation of anisotropic Ruhr sandstone. Frontiers in Earth Science 9: 673753.

Beard, D. C., & Weyl, P. K. (1973). Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. AAPG Bulletin, 57(2): 349-369.

Boggs, S. JR (2009). Petrology of Sedimentary Rocks. 2º Edition. Cambridge University Press. 600 pp.

Carver, R. E. (1971). Procedures in Sedimentary Petrology. John Wiley & Sons Incorporated.

Cheel, R. J. (1991). Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds; genetic implications. Journal of Sedimentary Research, 61(1): 102-110.

Clemmensen, L. B., & Abrahamsen, K. (1983). Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. Sedimentology, 30(3): 311-339.

Colombi, C. E., Limarino, C. O., & Césari, S. N. (2018). La sucesión carbonífera de la quebrada Agua de La Peña (Sierra De Valle Fértil): ambientes sedimentarios, contenido fosilífero e importancia estratigráfica. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 25(1): 19-53.

Dapples, E. C., & Rominger, J. F. (1945). Orientation analysis of fine-grained clastic sediments: a report of progress. Journal of Geology, 53: 246–261.

David, C., Menendez, B., Zhu, W., & Wong, T. F. (2001). Mechanical compaction, microstructures and permeability evolution in sandstones. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 26(1-2): 45-51.

Dal'Bó, P. F. F., & Basilici, G. (2015). Intermontane eolian sand sheet development, Upper Tulum Valley, central-western Argentina. Brazilian Journal of Geology, 45: 97-115.

Folk, R. L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones, en Pray, L. C. y R. C. Murray (eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis: SEPM Special Publication 13: 14–48.

Folk, R. L. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company.

Frelinger, S. N., Ledvina, M. D., Kyle, J. R., & Zhao, D. (2015). Scanning electron microscopy cathodoluminescence of quartz: Principles, techniques and applications in ore geology. Ore Geology Reviews, 65: 840-852.

Friedman, G. M. (1958). Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Geology, 66: 394-416.

Friedman, G. M. (1962) Comparison of moment measures for sieving and thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Sedimentary Petrology, 32: 15-25.

Friedman, G. M. (1996). Thin section grain size analysis revisited. Sedimentology, 43: 189-189.

Fryberger, S. G., & Schenk, C. J. (1988). Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology, 55(1-2): 1-15.

Gibbons, G. S. (1972). Sandstone imbrication study in planar sections; dispersion, biasses, and measuring methods. Journal of Sedimentary Research, 42(4): 966-972.

Gilbert, G. (1954). En Petrography An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section, Part III. En Williams, H., Turner, F. J. & Gilbert, C. M. (1954). University of California, Berkeley, WH Freeman and Company.

Goldstein, R. H., & Rossi, C. (2002). Recrystallization in quartz overgrowths. Journal of Sedimentary Research 72(3): 432-440.

Götze, J., Plötze, M., & Habermann, D. (2001). Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz–a review. Mineralogy and Petrology, 71: 225-250.

Graton, L. C., & H. J. Fraser (1935). Systematic packing of spheres with particular relation to porosity and permeability: Journal of Geology, 43: 785–909.

Griffiths, J. C. (1967). Scientific method in Analysis of Sediments. McGraw-Hill, New York.

Harrell, A., & Eriksson, A. (1979). Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 49: 273-280.

Harwood, G. (1988). Microscopical techniques II: Principles of sedimentary petrography. En Techniques in Sedimentology, editado por Tucker, M. Capítulo 5: 108-172.

Hiscott, R.N., & Middleton, G.V. (1980). Fabric of coarse deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, 50: 703–722.

Johnson, M. R. (1994). Thin section grain size analysis revisited. Sedimentology, 41: 985-999.

Kahn, J. S. (1956). The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments 1. On the measurement of packing in sandstones: Journal of Geology, 64: 385–395.

Katre, S., & Nair, A. M. (2022). Modelling the effect of grain anisotropy on inter-granular porosity. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 1-19.

Krause, F. F., Collins, H. N., Nelson, D. A., Machemer, S. D., & French, P. R. (1987). Multiscale anatomy of a reservoir: Geological characterization of Pembina-Cardium Pool, West-Central Alberta, Canada. AAPG Bulletin, 71(10): 1233–1260.

Krumbein, W. C. (1935). Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. The Journal of Geology, 43(5): 482-496.

Krumbein, W. C., & Pettijohn, F. J. (1938). Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century-Crofts 549 pags. New York.

Limarino, C. O., Spalletti, L. A., & Colombo Piñol, F. (2015). Microfábricas de areniscas eólicas de la Formación de la Cuesta (Pérmico), Sierra de Narváez, provincia de

Catamarca, República Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 22(2): 83-108.

Middleton, A. P., Freestone, I. C., & Leese, M. N. (1985). Textural analysis of ceramic thin sections: evaluation of grain sampling procedures. Archaeometry, 27(1): 64-74.

Montana, G. (2020). Ceramic raw materials: how to recognize them and locate the supply basins—mineralogy, petrography. Archaeological and Anthropological Sciences, 12(8): 175.

Nabawy, B. S. (2014). Estimating porosity and permeability using digital image analysis (DIA) technique for highly porous sandstones. Arabian Journal of Geosciences, 7(3): 889-898.

Niu, Y. Z., Shi, G. R., Ji, W. H., Zhou, J. L., Wang, J. Q., Wang, K., ... & Yang, B. (2021). Paleogeographic evolution of a Carboniferous–Permian sea in the southernmost part of the Central Asian Orogenic Belt, NW China: Evidence from microfacies, provenance and paleobiogeography. Earth-Science Reviews, 220: 103738.

Pandalai, H. S., & Basumallick, S. (1984). Packing in a clastic sediment: concept and measures. Sedimentary Geology, 39(1-2): 87-93.

Pettijohn F. J., Potter P. E., & Siever R. (2012) Sand and Sandstone. Springer Science & Business Media, Cham

Prince, C. M., Ehrlich, R., & Anguy, Y. (1995). Analysis of spatial order in sandstones; II, Grain clusters, packing flaws, and the small-scale structure of sandstones. Journal of Sedimentary Research, 65(1a): 13-28.

Pryor, W. A. (1973). Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. AAPG Bulletin, 57(1): 162-189.

Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A., & Mullis, J. (1988). Cathodoluminescence colours of α-quartz. Mineralogical Magazine, 52(368): 669-677.

Reedy, C. L. (2008). Thin-section petrography of stone and ceramic cultural materials. 256 págs, Londres.

Richter, D. K., Götte, T., Götze, J., & Neuser, R. D. (2003). Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. Mineralogy and Petrology, 79: 127-166.

Salvó Bernárdez, S., Medina, P. Z., Limarino, C., Bonomo, N., & Osella, A. (2022). Fluvial-aeolian interaction deposits in the Andean Foreland basin (Northwest Argentina): Architecture and facies model. Aeolian Research, 54: 100754.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial 1, Asociación Argentina de Sedimentología. 257 páginas, Buenos Aires.

Schenk, C. J. (1983). Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. Developments in Sedimentology, 38: 41-49.

Schäfer, A., & Teyssen, T. (1987). Size, shape and orientation of grains in sands and sandstones—image analysis applied to rock thin-sections. Sedimentary Geology, 52(3-4): 251-271.

Scholz, H., Frieling, D., & Obst, K. (2009). Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden-indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, 251(3): 355.

Soyinka, O. A., & Slatt, R. M. (2008). Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming. Sedimentology, 55(5): 1117-1133.

Stoltman, J. B. (2001). The role of petrography in the study of archaeological ceramics. Earth Sciences and Archaeology, 297-326.

Sylvester, Z., & Lowe, D. R. (2004). Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania. Sedimentology, 51(5): 945-972.

Terlaky, V., & Arnott, R. W. C. (2014). Matrix-rich and associated matrix-poor sandstones: avulsion splays in slope and basin-floor strata. Sedimentology, 61(5): 1175-1197.

Torabi, A., & Fossen, H. (2009). Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. AAPG Bulletin, 93(7): 919-938.

Tripaldi, A., & Limarino, C. O. (2005). Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 19(3): 343-357.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J., & Raine, R. J. (2014). A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks. American Association of Petroleum Geologists (Vol. 109). Tulsa.

Visalli, R., Ortolano, G., Godard, G., & Cirrincione, R. (2021). Micro-Fabric Analyzer (MFA): A new semiautomated ArcGIS-based edge detector for quantitative microstructural analysis of rock thin-sections. ISPRS International Journal of Geo-Information, 10(2): 51.

Wang, S. L., Peng, H. J., Wang, T. R., Zou, H., Zhou, Q., Yang, D. J., ... & Tian, X. (2022). Trace Element Composition and Cathodoluminescence of Quartz in the Hongniu–Hongshan Skarn Deposit in Yunnan Province, Southwest China. Frontiers in Earth Science, 10, 864118.

Williams, H., Turner, F. J., & Gilbert, C. M. (1954). Petrography An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section. University of California, Berkeley, WH Freeman and Company.

Wilson, M. D. (1994). Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. Society for Sedimentary Geology, Short Course 30. 432 pags. Tulsa.

Wilson, M. D., & Stanton, P. T. (1994). Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement, En Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks (M. Wilson editor). Society for Sedimentary Geology, Short Course 30: 59-118.

Yagishita, K., Arakaw, S., & Taira, A. (1992). Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. Sedimentary Geology, 78(3-4): 181-189.

Yagishita, K. (1994). Antidunes and traction-carpet deposits in deep-water channel sandstones, Cretaceous, British Columbia, Canada. Journal of Sedimentary Research, 64(1a): 34-41.

Yagishita, K. & Taira, A. (1989). Grain fabric of a laboratory antidune. Sedimentology, 36(6): 1001-1005.

Yan, Y., Zhang, L., Luo, X., Liu, K., Zhang, L. & Jia, T. (2021). New method to predict porosity loss during sandstone compaction based on packing texture. Marine and Petroleum Geology, 133: 105228.

Yan, Y., Zhang, L., Luo, X., Liu, K., Jia, T. & Lu, Y. (2023). Influence of the grain shape and packing texture on the primary porosity of sandstone: Insights from a numerical simulation. Sedimentology, 70(6): 1856-1885.

Yusuf, I. & Padmanabhan, E. (2022). Sedimentary Rock Fabric Characterization. In Sedimentary Rocks and Aquifers-New Insights. Intech Open. doi: 10.5772/intechopen.108046

Zavala, C., Valiente, L. B. & Vallez, Y. (2008). The origin of lofting rhythmites: Lessons from thin sections. En JJ Ponce and EB Olivero, conveners, Sediment transfer from shelf to deepwater—Revisiting the delivery mechanisms: Conference Proceedings, AAPG Search and Discovery Article, Vol. 50077: 3-7.

Zimmerle, W. (1979). Die Bedeutung der Diagenese für die Bildung und Ausbeutung von Erdöl-und Erdgaslagerstätten. Geologische Rundschau, 68: 1184-1209.

CAPITULO 10: POROSIDAD Y PERMEABILIDAD

- *Introducción*
- *Tipos de porosidad*
- *Factores que controlan la evolución de la porosidad en subsuelo*
- *Preservación de la porosidad primaria*
- *Formación de la porosidad secundaria*
- *Medición de la porosidad*
- *Permeabilidad*
- *Porosidad, permeabilidad y petrología sedimentaria*

INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias y particularmente las clásticas están formadas por diferentes componentes que incluyen clastos, matriz y cemento los cuales fueron oportunamente clasificados y descriptos en capítulos previos. Estos componentes suelen presentar espacios denominados **poros**, ocupados por distintos fluidos como aire u otros gases, agua, hidrocarburos o alguna mezcla de ellos. Los poros son entonces los espacios no ocupados por componentes sólidos (usualmente denominados como "espacios vacíos") de las rocas sedimentarias.

La **porosidad total** de una roca refiere a la proporción de poros respecto del volumen total de la misma y se calcula según la fórmula,

$$P = (V_p/V_t) * 100$$

Donde V_p corresponde al volumen no ocupado por fases sólidas (es decir poros) y V_t es el volumen total de la roca. Así expresada la porosidad es adimensional y se mide en porcentaje.

Por otra parte, es necesario diferenciar los poros aislados entre sí de aquellos otros que están interconectados por cuellos o gargantas porales, generando una red que permite la circulación de fluidos. La **porosidad efectiva** refiere entonces a los poros interconectados y se calcula según la fórmula,

$$P = (V_{pi}/V_t) * 100$$

Donde V_{pi} corresponde al volumen de poros interconectados y V_t es el volumen total de la roca.

Tanto en los sedimentos como en las rocas la porosidad puede ser clasificada desde distintos puntos de vista que incluyen el momento de formación, su génesis, la textura y

el tamaño poral (Fig. 10.1A). En lo que concierne al momento de formación es usual distinguir entre porosidad depositacional, primaria y secundaria (Figs. 10.1B y 10.2; Shanmugam, 1985; Scasso y Limarino, 1997; Worden y Burley, 2003; Boggs, 2009).

TIPOS DE POROSIDAD

Se conoce como **porosidad depositacional** a la formada inmediatamente después de la sedimentación de las partículas; el valor de esta porosidad depende fuertemente de los mecanismos de transporte y depositación, así por ejemplo alcanza bajos porcentajes en el caso de corrientes densas (por lo general menor a 30%) y valores muy altos en sedimentos de playas arenosas o sedimentos eólicos (hasta 50%). Aunque valores de menor porosidad depositacional para arenas eólicas han sido también reportados (Dickinson y Ward, 1994). En teoría, para una misma fábrica, forma de los clastos y selección granulométrica, la porosidad depositacional debería ser relativamente independiente del tamaño del grano. En este sentido, una determinada fábrica de esferas de igual tamaño tiene la misma porosidad sin importar el diámetro de las partículas. Esta situación aparece representada en la figura 10.3 donde se parte de una sección bidimensional que incluye 16 círculos del mismo diámetro obteniéndose una porosidad aproximada del 23% (Fig. 10.3A). Si el diámetro de los círculos se reduce de manera que en la misma área aparezcan 64 círculos iguales la porosidad no varía (Fig. 10.3B), pero si la forma de las partículas cambia (en este caso representada por pentágonos), la porosidad se incrementa (Fig. 10.3C).

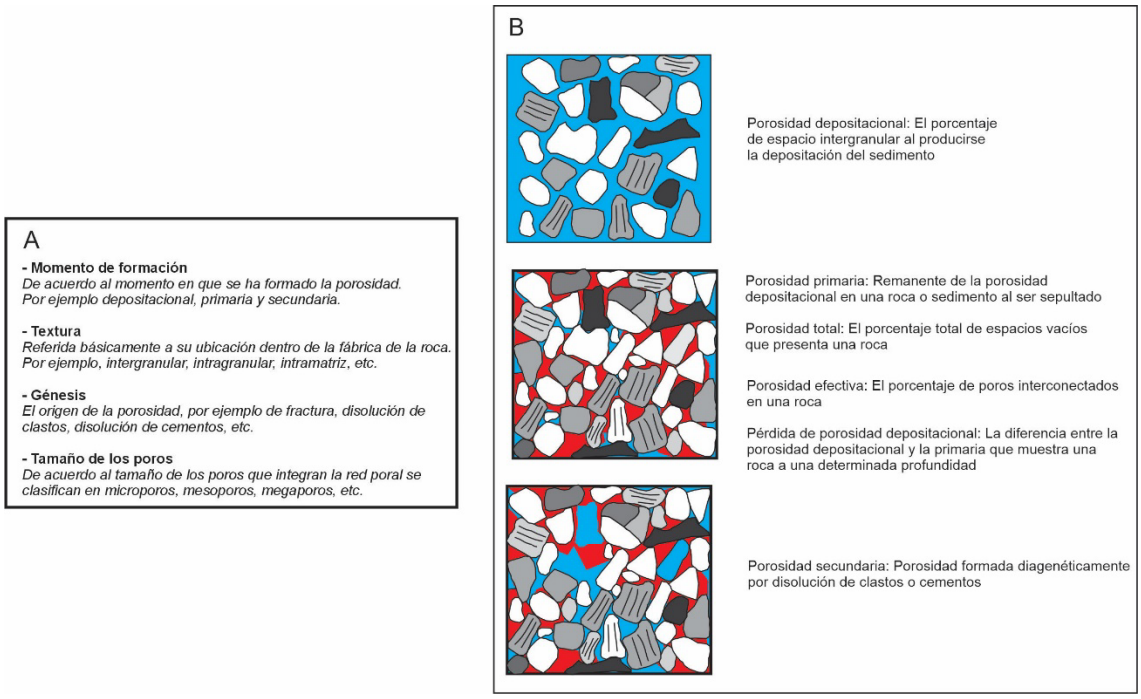


Figura 10.1. A. Síntesis de los principales criterios de clasificación de la porosidad desarrollados en este capítulo; B. Esquema mostrando algunos de los diferentes términos relativos a la porosidad en rocas sedimentarias.

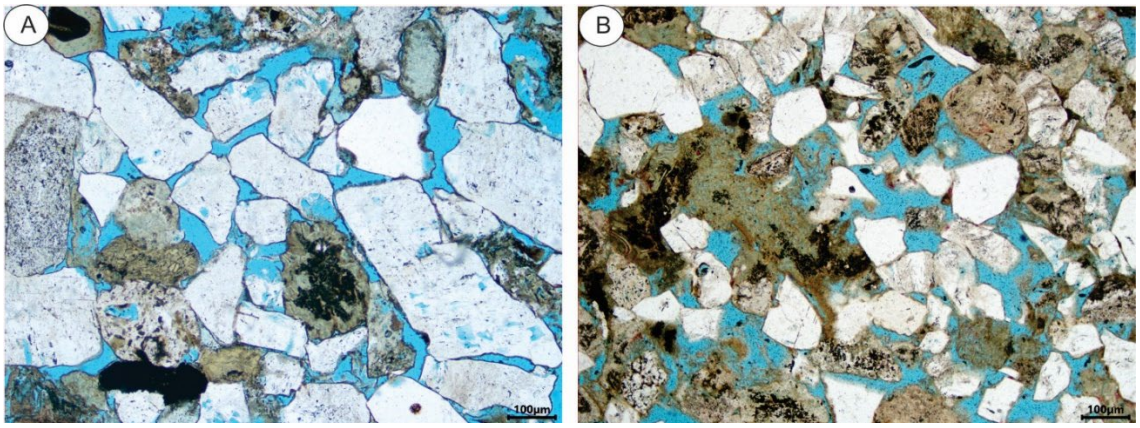


Figura: 10.2. Dos imágenes que muestran la porosidad primaria y secundaria en una arenisca: A. Arenita cuarzo-feldespática con fábrica abierta dominada por porosidad primaria, nótese los contactos tangenciales entre clastos y el desarrollo de menor proporción de porosidad secundaria resultante de la disolución de fragmento líticos; B. Litoarenita feldespática en la que la disolución de fragmentos líticos ha promovido el desarrollo de porosidad secundaria.

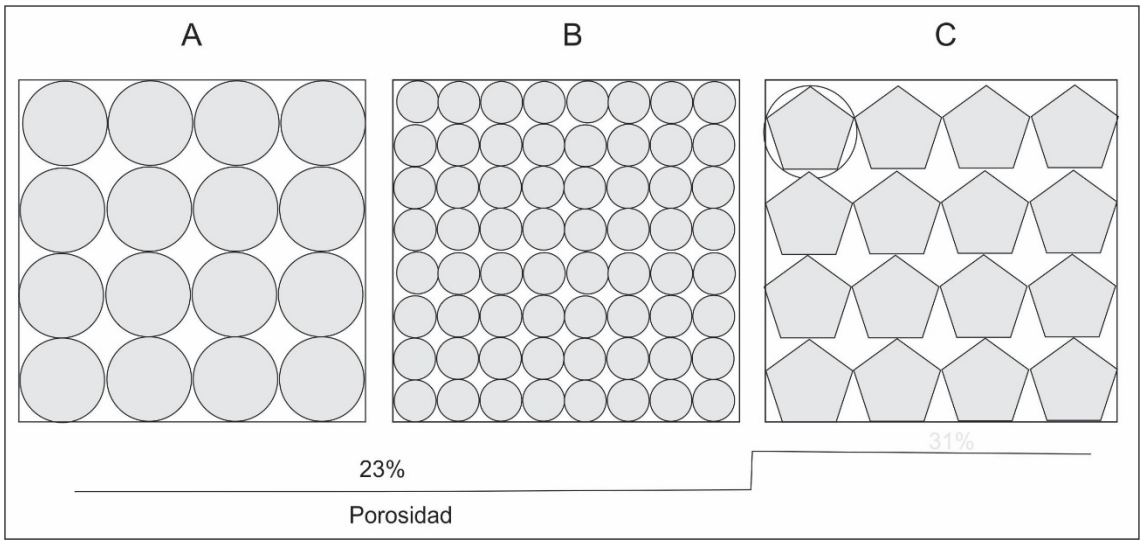


Figura 10.3. Relación entre el tamaño de grano y forma de clastos con la porosidad. Nótese que en los casos A y B al mantener el empaquetamiento y la forma la porosidad es constante, aunque cambie el diámetro de las esferas. En el caso C se mantiene el ordenamiento, pero cambia la forma de los clastos (el diámetro de las esferas de A es igual a la apotema de los pentágonos de C) lo que lleva a un incremento en la porosidad. El círculo mostrado en la parte superior izquierda de C permite apreciar el origen del incremento de la porosidad.

Otro atributo que controla fuertemente la porosidad es la selección granulométrica del sedimento, para ilustrar lo dicho en la figura 10.4 se suponen círculos que representan granos de arena de redondez perfecta y dispuestas según un empaquetamiento constante. En A un total de 16 círculos iguales generan una porosidad del 23%, en B al agregar círculos de mucho menor tamaño la porosidad disminuye a 11% y finalmente, si se incorporan círculos aún más pequeños manteniendo el ordenamiento original la porosidad se reduce a aproximadamente el 5%.

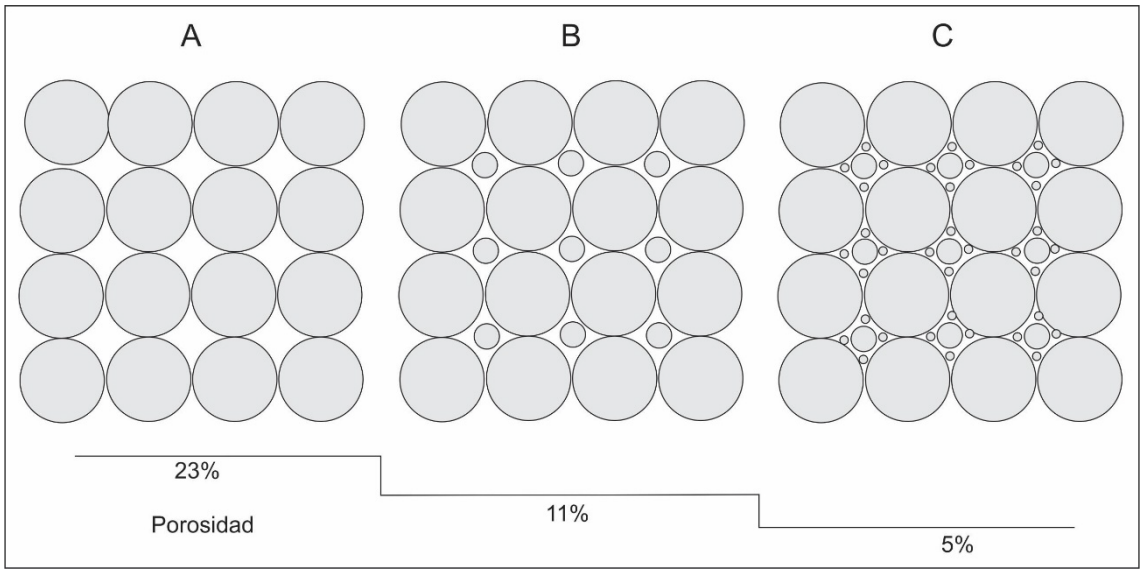


Figura 10.4. Control de la selección granulométrica sobre la porosidad. Obsérvese como a medida que se intercalan círculos de menor diámetro la porosidad disminuye.

Por supuesto, los clastos no son formas geométricas regulares, pero de cualquier forma las figuras 10.3 y 10.4 no dejan lugar a dudas que la forma de los clastos y la selección impactan sobre el valor de la porosidad. Diversos experimentos en sedimentos recientes muestran que la porosidad decrece con el aumento en el tamaño de grano, debido principalmente a la introducción de matriz entre los clastos que forman la roca (compárese con la Fig. 10.4). Por otro lado, la porosidad aumenta con la selección granulométrica manteniendo una fábrica depositacional aleatoria. El control que ejercen la granulometría, selección y forma de los clastos sobre porosidad depositacional muestra que esta propiedad está profundamente influenciada por las características de las corrientes (por ejemplo, densas versus fluidas) y los procesos de depositación (Beard y Weyl, 1973; Scasso y Limarino, 1997).

Numerosos estudios han tratado de cuantificar la porosidad depositacional de los sedimentos clásticos y muy especialmente en las arenas. Algunos trabajos se han basado en mediciones de la porosidad en sedimentos recientemente depositados correspondientes a diferentes ambientes sedimentarios (Ellis y Lee, 1919; Meinzer, 1923; Tickell et al., 1933; Graton y Fraser, 1935; Fraser, 1935; Tickell y Hiatt, 1938; Ludwick, 1956; Pryor, 1973; Beard y Weyl, 1973; Curry et al., 2004; Yan, et al., 2018; Yiming et al., 2019). Otros, en cambio, se han enfocado en medir la porosidad en mezclas artificialmente producidas de materiales, en general arenas, con distintas granulometrías y redondez (Fraser, 1935; Gaither, 1953; Beard y Weyl, 1973; Chuhan et al., 2003).

Entre los trabajos más difundidos se citan los de Pryor (1973) y Beard y Weyl (1973). El primero de los autores puso el énfasis en los ambientes sedimentarios y determinó porosidades depositacionales de entre 17% y 56% a partir del estudio de 992 muestras de arenas depositadas en ambientes fluviales, eólicos, lacustres y marino costeros. Según este autor, las arenas fluviales (barras en espolón) presentaron una porosidad promedio

de 41% aunque con amplia dispersión de valores, mientras que las arenas de playa y las de dunas arrojaron un valor promedio de 49%.

El enfoque de Beard y Weyl (1973) es distinto, pues no considera los ambientes depositacionales sino las características granulométricas de los sedimentos. En este sentido, midieron porosidades de entre 27,9% y 42,4% en mezclas de sedimentos previamente preparadas a partir de diferentes granulometrías y grado de selección. De acuerdo con el tamaño de grano las mezclas fueron subdivididas en ocho subclases (desde arenas gruesas a muy finas) y teniendo en cuenta la selección en seis categorías (desde extremadamente bien seleccionadas a muy pobremente seleccionadas). Con esta técnica obtuvieron valores de porosidad depositacional para las diferentes mezclas y presentaron cartas de comparación visual para cada una de las subdivisiones.

En resumen, la porosidad depositacional es una propiedad que depende del tamaño de grano, selección, forma y redondez de los clastos, así como del empaquetamiento de las partículas. Por otra parte, numerosos autores suelen asumir porosidades iniciales de alrededor entre 40% y 45% para las arenas, más allá de los ambientes sedimentarios y sus características granulométricas (Houseknecht, 1987; Damanti y Jordan, 1989; Lundegard, 1992; Paxton et al., 2002; Marenssi et al., 2023).

La relación empírica que sugiere que la porosidad aumenta con la disminución del tamaño de grano, no se cumple para sedimentos litificados, en donde la porosidad se incrementa ostensiblemente con el aumento en el tamaño de los clastos debido a los fenómenos de compactación. Paralelamente, la porosidad aumenta con la selección de los sedimentos litificados.

A pesar de que son pocos los trabajos que han abordado la relación entre la forma de las partículas y la porosidad, indudablemente la forma, esfericidad y la redondez de los clastos afectan la porosidad intergranular. Fraser (1935) concluyó que sedimentos compuestos por partículas esféricas tienen una porosidad más baja que aquellos con clastos subesféricos, debido a que los primeros forman empaquetamientos más apretados. Asimismo, los sedimentos compuestos de partículas bien redondeadas presentan mayor porosidad que aquellos con clastos subangulosos.

El modo en que las partículas clásticas se disponen en un sedimento (fábrica en su acepción general) tiene importancia en la porosidad y especialmente en la permeabilidad (véase Capítulo 9). Por otra parte, la orientación preferencial de los clastos parece no tener una mayor influencia en la porosidad, pero si en la conductividad hidráulica y otras propiedades petrofísicas (van den Berg y De Vries, 2003).

La porosidad depositacional puede ser subsiguientemente reducida, aún en superficie, por diferentes procesos tales como la bioturbación, cementación temprana, o en algunos casos, la deformación sinsedimentaria, aunque esta última en ocasiones puede también tener el efecto inverso. Sin lugar a duda, la mayor reducción de la porosidad depositacional se produce como resultado de la compactación y la cementación durante el soterramiento, dando así origen a la **porosidad primaria** (Fig. 10.5). Este tipo representa aquella parte de la porosidad depositacional que ha sobrevivido a los procesos

diagenéticos, mientras que la porosidad generada durante el enterramiento por procesos de disolución de clastos o cementos se denomina **secundaria** (Fig. 10.6).

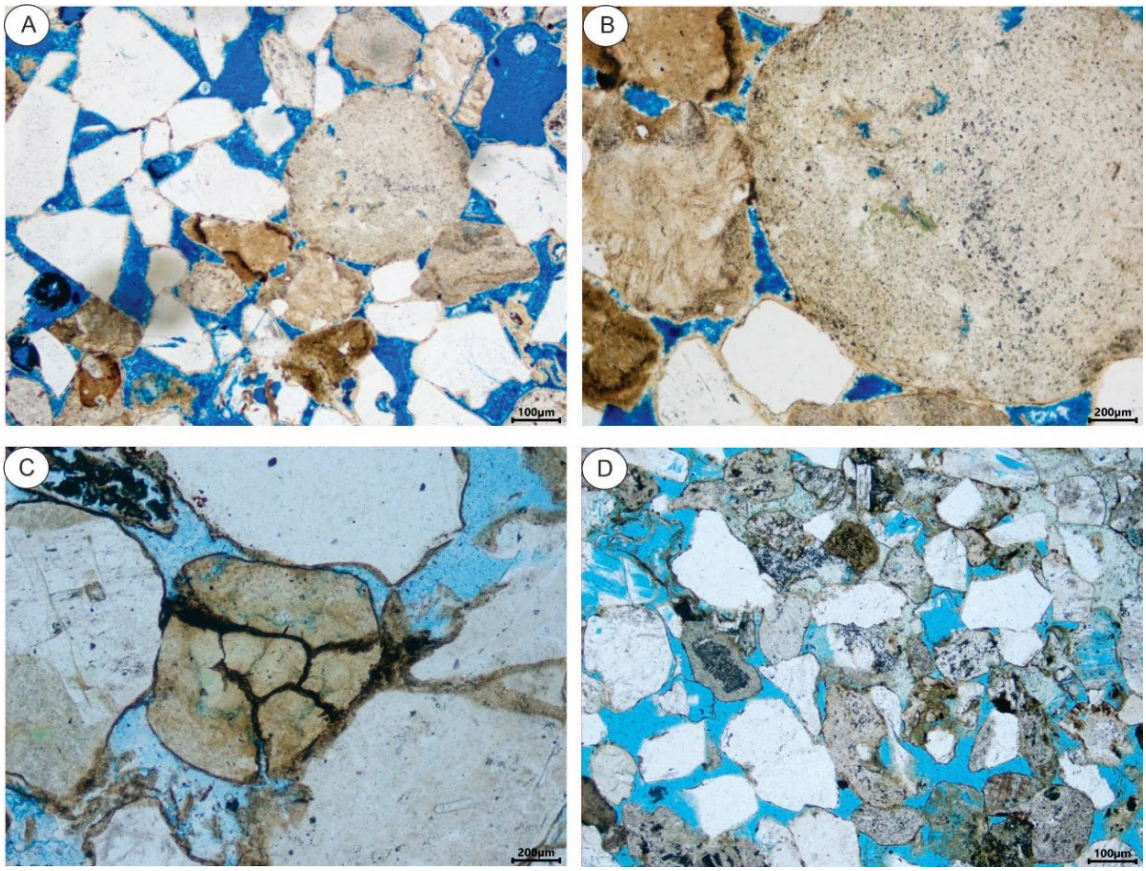


Figura 10.5. Ejemplos de porosidad primaria en areniscas: A. Arenisca dominada por clastos con contactos tangenciales que favorecen la preservación de porosidad primaria, obsérvese también el desarrollo de porosidad secundaria debido a la intensa disolución de fragmentos líticos; B. Detalle de la anterior mostrando el cemento tipo *rim* que tapiza los poros favoreciendo la conservación de la porosidad (cemento de sostén); C. Diferencia entre la porosidad primaria y la secundaria originada por la disolución parcial de clastos; D. Aunque el porcentaje de porosidad primaria es aún significativo, nótese como el desarrollo de porosidad secundaria se incrementa con respecto a las imágenes anteriores, imprimiendo un carácter irregular a la distribución de la porosidad.

Un segundo criterio de descripción y clasificación del sistema poral se refiere a la ubicación espacial de los poros en relación con los clastos y el cemento. La porosidad ubicada entre las partículas se denomina **intergranular**, aquella que se emplaza dentro de los clastos se describe como **intragranular** y la que se desarrolla entre los cristales del cemento se refiere como **intracristalina**. A estas categorías hay que sumar la porosidad por **microfractura** que eventualmente, puede atravesar distintos componentes de la roca (Figs. 10.7 y 10.8).

Shanmugam (1985) propuso una clasificación de los tipos de porosidad combinando los dos criterios arriba discutidos (momento de formación y textura, Fig. 10.7). Dentro de la categoría de poros primarios, los intergranulares son comunes, de distribución homogénea y su naturaleza está fuertemente controlada por la selección granulométrica. Los poros intragranulares primarios son mucho menos frecuentes que los intergranulares

y pueden tener orígenes variados como por ejemplo vesículas en fragmentos líticos volcánico y cavidades morfológicas en fósiles.

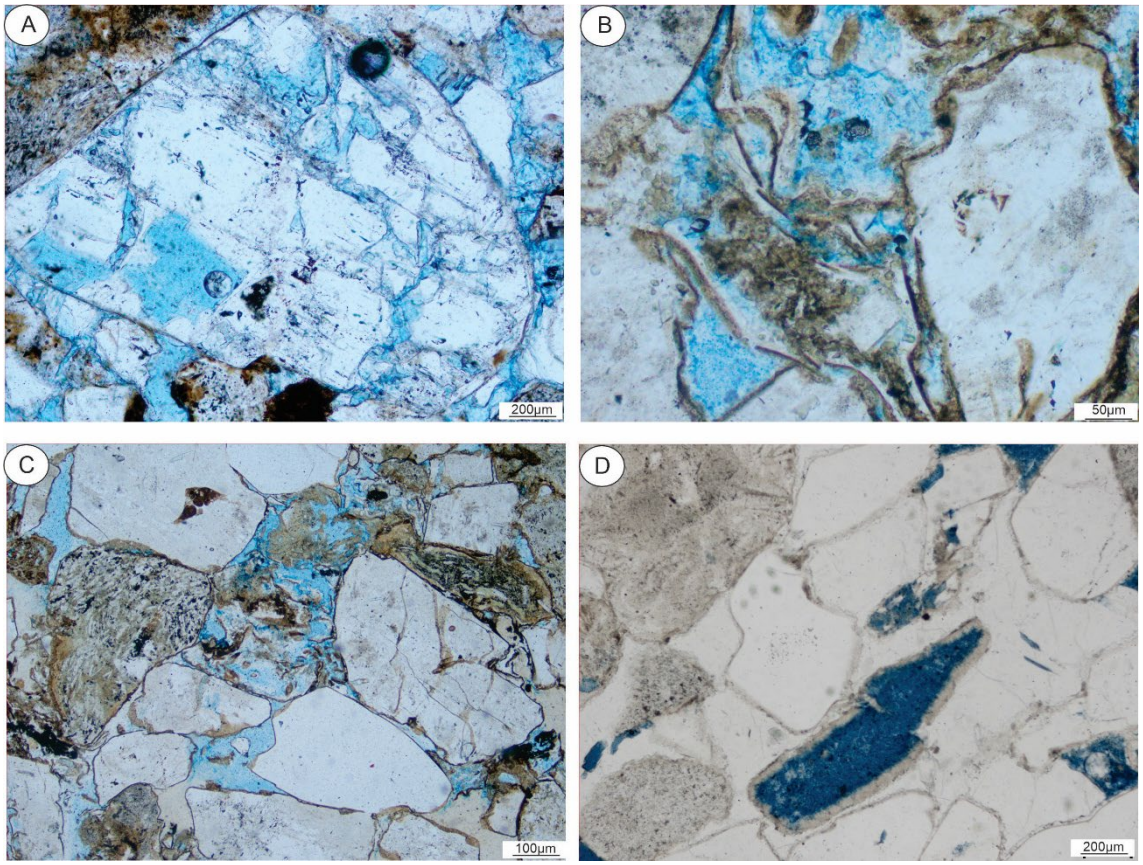


Figura 10.6. Algunos ejemplos de porosidad secundaria: A. Porosidad secundaria intragranular formada por la disolución masiva de un clasto de feldespato; B y C. Situación similar a la anterior, pero ahora el grano disuelto no corresponde a feldespatos sino a fragmentos líticos muy probablemente de origen piroclástico; D. Disolución masiva de un clasto de feldespato, el cemento que lo rodea corresponde a analcima. Todas las fotos con nicoles paralelos.

TIPOS DE POROSIDAD		DISTRIBUCION
PRIMARIA	Intergranular	Común y generalizada
	Intragranular	Rara y aislada
SECUNDARIA	Intergranular	Muy común
	Intragranular	Común a rara y aislada
	Intercristalina	Común
	Por fractura de granos	Común a rara y aislada
	Por fractura de roca	Común a rara y generalizada

Fig. 10.7 Tipos de porosidad en rocas clásticas, su frecuencia y distribución (modificada de Shanmugam, 1983 y Boggs, 2009)

En lo que respecta a la porosidad secundaria, y siempre dentro del esquema presentado por Shanmugam (1985), se reconocen cinco tipos de porosidad: fractura de granos, fractura de rocas, intergranular, intragranular e intercristalina (Fig. 10.7). La

fractura de granos está confinada a un grano individual y no se extiende a los clastos adyacentes. Las fracturas de granos se forman principalmente por esfuerzos de sobrecarga en conjunto con procesos diagenéticos que debilitan el clasto como, por ejemplo, la disolución. Sin embargo, la fractura individual de granos puede estar también relacionada a la transferencia de esfuerzos de origen tectónico.

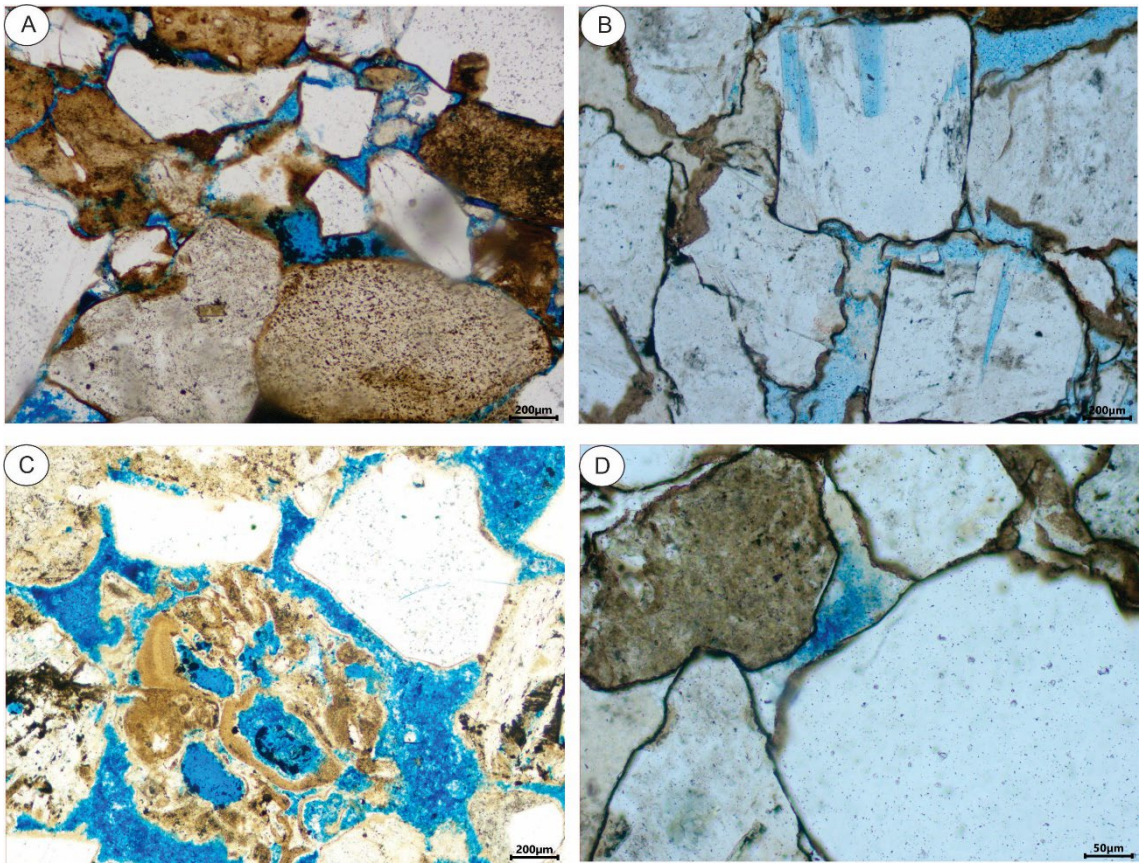


Figura 10.8. Algunos ejemplos de diferentes tipos de porosidad de acuerdo a su disposición dentro de la arenisca: A. Porosidad intergranular (mayormente primaria); B. Combinación de porosidad intergranular e intragranular, esta última desarrollada a favor de planos cristalográficos (macla o clivaje) dentro del feldespato; C. Fragmento lítico que ha sufrido intensa disolución diagenética originando porosidad secundaria intragranular; D. Parcial disolución del cemento de caolinita dando origen a micro y criptoporos entre los cristales de arcilla, este tipo de porosidad, aunque en general de mucho menor tamaño, podría por su posición asimilarse a la intercristalina encontrada frecuentemente en rocas carbonáticas. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Las fracturas que cortan varios granos o el conjunto de la arenisca se denominan fracturas de roca y son causadas básicamente por fenómenos tectónicos. La porosidad secundaria, ya sea intergranular o intragranular, se crea por la disolución del cemento, clastos o matriz y es el tipo más común en las areniscas.

Una mención especial merece la porosidad intercristalina, este tipo corresponde a la formada entre minerales que presentan formas cristalinas, siendo frecuente en rocas carbonáticas. También se utiliza el término porosidad intercristalina para referirse, en el caso de obras de ingeniería efectuadas sobre rocas de basamento, a aquellos diminutos poros ubicados entre los cristales que forman granitoides y metamorfitas de alto grado.

En el caso de las rocas clásticas, nosotros utilizamos el término de porosidad intercristalina para referirnos a aquella limitada por cementos de bordes cristalinos rectos, como es frecuente en algunos cementos carbonáticos, arcillosos o bien en crecimientos secundarios que imprimen a los poros un cierto aspecto poligonal (Fig. 10.9). La presencia de porosidad intercristalina puede resultar significativa para evaluar la relación entre la porosidad y la permeabilidad. Así, por ejemplo, este tipo de porosidad forma poros de baja superficie específica, lo que favorece la permeabilidad, pero en contraposición el entramado cristalino puede limitar notablemente la conectividad poral.

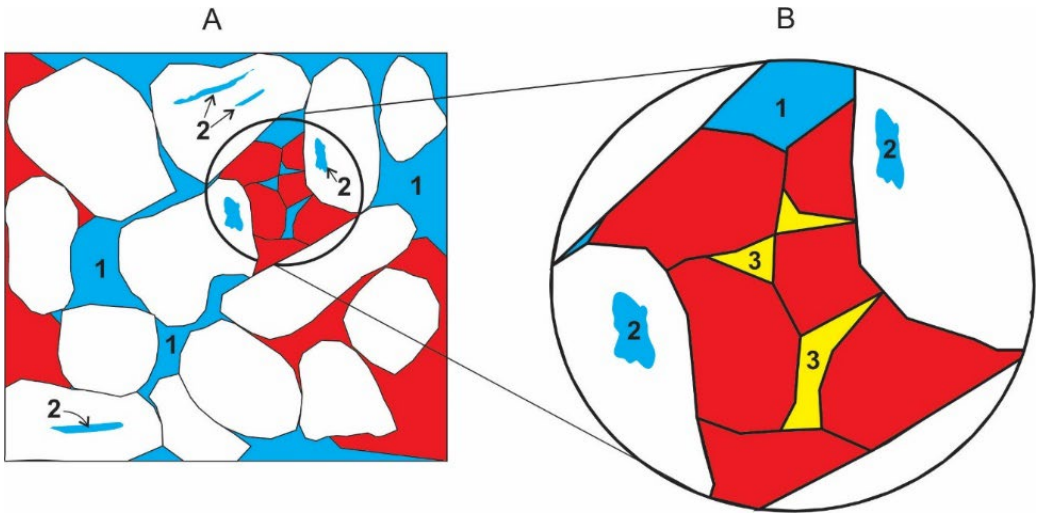


Figura 10.9. A. Representación esquemática de la porosidad intergranular (1) e intragranular (2). B. Ampliación del área marcada en A donde se separa la porosidad intergranular (1) de la intercristalina (3), nótese que también se ha marcado la intragranular (2).

Probablemente, uno de los esquemas descriptivos más usados para la caracterización de la porosidad secundaria corresponde a la clasificación presentada por Schmidt y McDonald (1979) en la que se reconocen seis tipos básicos (Fig. 10.10). En este esquema, la porosidad secundaria intergranular es básicamente debida a la disolución de matriz o cementos, mientras que la intragranular resulta de la disolución parcial de clastos, ya sea a lo largo de planos cristalográficos en feldespatos, o de parte de la pasta o microfenocristales en fragmentos líticos volcánicos.

En forma similar a lo propuesto por Choquette y Pray (1970) para rocas carbonáticas, Schmidt y McDonald (1979) definen a la porosidad móldica como aquella que reproduce la forma del precursor original, reconociéndose aquellas formadas por moldes de granos, de cementos o de reemplazos. En el caso de los moldes de granos es frecuente que la presencia de *rims* arcillosos o de óxidos de hierro, definan la forma original del clasto, mientras que en el caso de los moldes de cementos frecuentemente se asocian a la disolución de formas cristalinas, como las que desarrollan algunos cementos carbonáticos y, en ocasiones, zeolitas.

CLASIFICACIÓN TEXTURAL DE LA POROSIDAD SECUNDARIA	***CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE LA POROSIDAD SECUNDARIA***
- Porosidad secundaria intergranular - Porosidad secundaria intragranular - Porosidad secundaria con poros fuera de tamaño - Porosidad secundaria móldica - Porosidad secundaria intramatriz - Porosidad secundaria por fractura	- Originada por fractura - Originada por contracción de granos - Originada por disolución de clastos y/o matriz - Originada por disolución del cemento - Originada por disolución de reemplazos minerales - De origen híbrido

ESCALA DE TAMAÑOS Y ABUNDANCIA DE POROS			
TAMAÑO PORAL		**ABUNDANCIA**	
Criptoporo	menor a 2 micrones	menor al 1%	Muy Baja
Microporo fino	2 - 20 micrones	1 - 5%	Baja
Microporo grueso	21 - 62 micrones	5% - 10%	Moderada
Mesoporo	63 - 125 micrones	10% - 15 %	Alta
Macroporo fino	126 - 500 micrones	15% - 25%	Muy alta
Macroporo grueso	501 - 1000 micrones	mayor al 25%	extremadamente alta
Megaporo	mayor a 1000 micrones		

Figura 10.10. La parte superior del gráfico resume los principales tipos texturales y genéticos de porosidad secundaria definidos por Schmidt y McDonald (1979). En la parte inferior escalas de tamaños porales y de abundancia de poros, téngase en cuenta que en lo relativo a la abundancia se excluye la criptoporosidad (ligeramente modificado de Limarino et al., 2020).

La porosidad secundaria intramatriz (Fig. 10.10) corresponde a micro y criptoporos comúnmente desarrollados entre los minerales de arcilla. En algunas areniscas, especialmente en wackes, este tipo de porosidad puede ser significativo, pero debido a su pequeño diámetro, y frecuentemente baja interconexión poral, presenta bajo impacto sobre la permeabilidad. Finalmente, en el esquema de Schmidt y McDonald (1979) la porosidad por fractura debe ser dividida, como se ha discutido previamente, en fractura de granos y fractura de roca. La porosidad secundaria dominada por poros fuera de tamaño (*"oversized pores"*) se produce cuando los poros tienen un diámetro que excede al de los clastos adyacentes, tomándose por convención que debe ser dos veces mayor al diámetro medio de los granos de la arenisca (Schmidt y McDonald, 1979). Los poros fuera de tamaño se forman necesariamente por la disolución de parte de los clastos de la arenisca, a la que se puede asociar parcial disolución de cementos o matriz.

Por otro lado, Schmidt y McDonald (1979) desarrollaron un esquema genético referido al origen de la porosidad, el que además de la ya señalada porosidad por fractura, discute la originada a partir de fisuras provocadas por la contracción de granos (por ejemplo, en glauconita), matriz (esmectitas) y cementos (transformación de yeso en anhidrita, Fig. 10.10). Otras categorías genéticas mencionados por los autores

comprenden la porosidad resultante de la disolución de clastos, matriz, cementos, reemplazos minerales y de origen híbrido (Fig. 10.10).

Finalmente, el tamaño de los poros es el cuarto elemento importante en la caracterización de la porosidad (Fig. 10.10). En este punto existe una gran diversidad en los valores límites usados para definir las diferentes clases, sin que exista hasta el presente una escala unificada de clasificación. Por ejemplo, Pittman (1979) denominó microporosidad a los poros cuyo diámetro era inferior a los 0,5 micrones, mientras que Worden y Burley (2003) restringieron la microporosidad a los poros sólo observables con microscopio electrónico, denominando macroporos a los observables a simple vista.

La utilización de distintas técnicas para estudiar el tamaño poral, desde el microscopio petrográfico hasta el electrónico, y desde los análisis de imágenes petrográficas hasta las determinaciones petrofísicas, han llevado a que los valores límites de tamaño usados en cada caso dependan, en gran medida, de la técnica utilizada y de los objetivos de cada estudio. Sin embargo, sería deseable en el futuro una escala unificada de dimensiones porales con el objeto de estandarizar la nomenclatura y evitar confusiones. En la figura 10.10 se muestra ligeramente modificada la escala sugerida por Limarino et al. (2020) en la que se reconocen siete categorías, las que se relacionan a dos aspectos: 1. Los diámetros porales y su capacidad de detección usando microscopio petrográfico versus electrónico y 2. La relación entre el diámetro del poro y la de los clastos que conforman la arenisca. Así, los criptoporos (diámetro menor a 2 micrones, equivalentes al tamaño arcilla, Fig. 10.10) no son detectados bajo microscopio petrográfico y deben ser estudiados utilizando microscopía electrónica de barrido. Los microporos finos (entre 2 y 20 micrones), que corresponderían al limo fino de la escala granulométrica de Udden-Wentworth, pueden ser ocasionalmente observados al microscopio petrográfico, especialmente los de diámetro más grueso, pero su mejor caracterización se logra aún con el microscopio electrónico. A partir de los 20 micrones (limo grueso), la porosidad puede ser mensurada usando el microscopio petrográfico, obteniéndose mayor certidumbre a medida que aumenta el tamaño poral hasta los megaporos (Fig. 10.10).

Otro aspecto que es tenido en cuenta en la descripción de la porosidad es el grado de interconexión poral, en la que pueden en principio reconocer tres situaciones principales: 1. Poros encadenados (también llamada porosidad catenaria), 2. Poros unidos por un único cuello poral (a veces descripta como "*porosité en cul-de-sac*") y 3. Poros cerrados. La porosidad efectiva queda definida por la sumatoria de poros encadenados y poros unidos por un único cuello poral.

Desde una óptica diferente, algunos autores han dividido a la porosidad secundaria desde el punto de vista de su distribución y origen en 1. Redistribucional (*redistributional secondary porosity* (Giles y De Boer, 1990; Worden y Burley 2003; Limarino et al., 2020) y 2. Penetrativa (*pervasive secondary porosity*, Bloch, 1991, 1994, Fig. 10.11). La porosidad redistribucional corresponde a aquella formada a partir de la disolución de clastos o cementos, seguida por la precipitación de minerales autigénicos dentro del espacio poral previamente formado (Giles y De Boer, 1990). Por lo tanto, este tipo de

porosidad secundaria es cuantitativamente conservativa, o sólo genera un pequeño incremento de la porosidad en el caso de minerales autigénicos que muestran una significativa reducción de volumen con respecto al mineral original (Fig. 10.11). También debe considerarse porosidad redistribucional, aquella en que minerales de arcilla precipitan dentro de la porosidad secundaria, en este caso, no sólo se reduce el espacio poral sino también el diámetro, promoviendo la formación de micro y criptoporos con un efecto muy escaso sobre la permeabilidad.

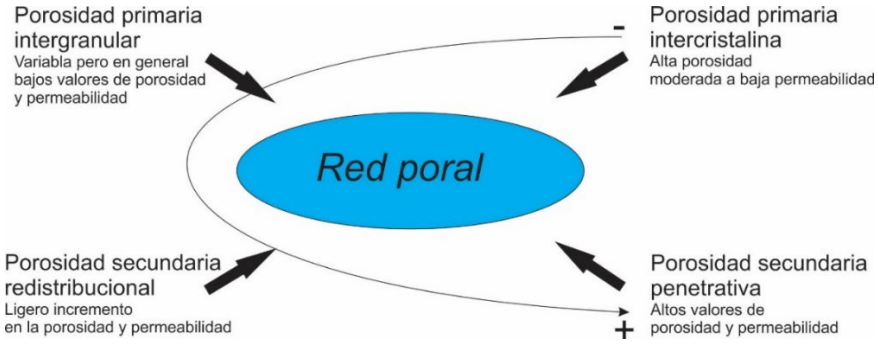


Figura 10.11. Esquema conceptual para los tipos de porosidad observados en niveles productivos del flanco sur de la Cuenca del Golfo San Jorge (Cretácico, Patagonia, Argentina). Nótese que los valores de porosidad y permeabilidad aumentan desde la porosidad primaria intercristalina hasta la porosidad secundaria penetrativa (modificado de Limarino et al., 2020).

En el caso de la porosidad secundaria penetrativa es formada por la disolución masiva de clastos, matriz y/o cementos que produce mínima formación de minerales autigénicos dentro de los poros (Fig. 10.11).

FACTORES QUE CONTROLAN LA EVOLUCIÓN DE LA POROSIDAD EN SUBSUELO

A medida que ocurre el soterramiento la porosidad comienza a ser continuamente reducida, a menos que la sobrepresión de fluidos o el desarrollo de un cemento de sostén temprano eviten o amortigüen la compactación. La evolución de la porosidad en subsuelo es un punto vital en el análisis de rocas reservorio, no sólo porque en ella se alojan fluidos de interés económico (agua, petróleo, gas), sino también por su estrecha relación con la permeabilidad y su intervención en la conductividad hidráulica e incluso en la convección térmica.

Durante el soterramiento, la porosidad es controlada por varios factores, los más importantes resultan la compactación y la cementación, a los que deben sumarse otras variables, de menor o mayor orden de importancia según el caso, como por ejemplo, la presencia de cementos de sostén formados antes de un sepultamiento significativo, la composición de la fracción clástica y el eventual desarrollo de sobrepresión (o contrariamente subpresión) en el fluido poral.

El sepultamiento produce un aumento en la presión litostática cuya consecuencia directa es la compactación de la fábrica clástica y la disminución de la porosidad primaria. Siempre ha interesado a los geólogos, físicos e ingenieros establecer alguna relación cuantitativa que permitiera calcular la tasa de disminución de la porosidad con la profundidad de enterramiento (véase entre otros a Scherer, 1987; Lundegard, 1992; Bjørkum et al., 1998; Wong y Baud, 1999; Ajdukiewicz y Lander, 2010).

Loucks et al. (1984) analizaron la variación del valor promedio de la porosidad cada 1000 pies (aproximadamente 330 metros) con la profundidad en perforaciones de la costa del Golfo de México. Los resultados obtenidos muestran una reducción continua y aproximadamente lineal de la porosidad con la profundidad, estimada en 1,23% por cada 1000 pies (Fig. 10.12). Similares relaciones lineales, o cuasi lineales en la pérdida de porosidad intergranular, aunque con distinta magnitud, fueron también señaladas por Selley (1978), Loucks et al. (1979), Atwater y Miller (en Blatt et al., 1980), Ramm y Bjørlykke (1994) y Lee et al. (2021).

También, McBride et al. (1991) estudió el comportamiento de la porosidad con el sepultamiento, reportando un decrecimiento exponencial de la porosidad intergranular (exceptuando poros fuera de tamaño producidos por disolución de clastos durante la diagénesis) con respecto a la profundidad (Fig. 10.12).

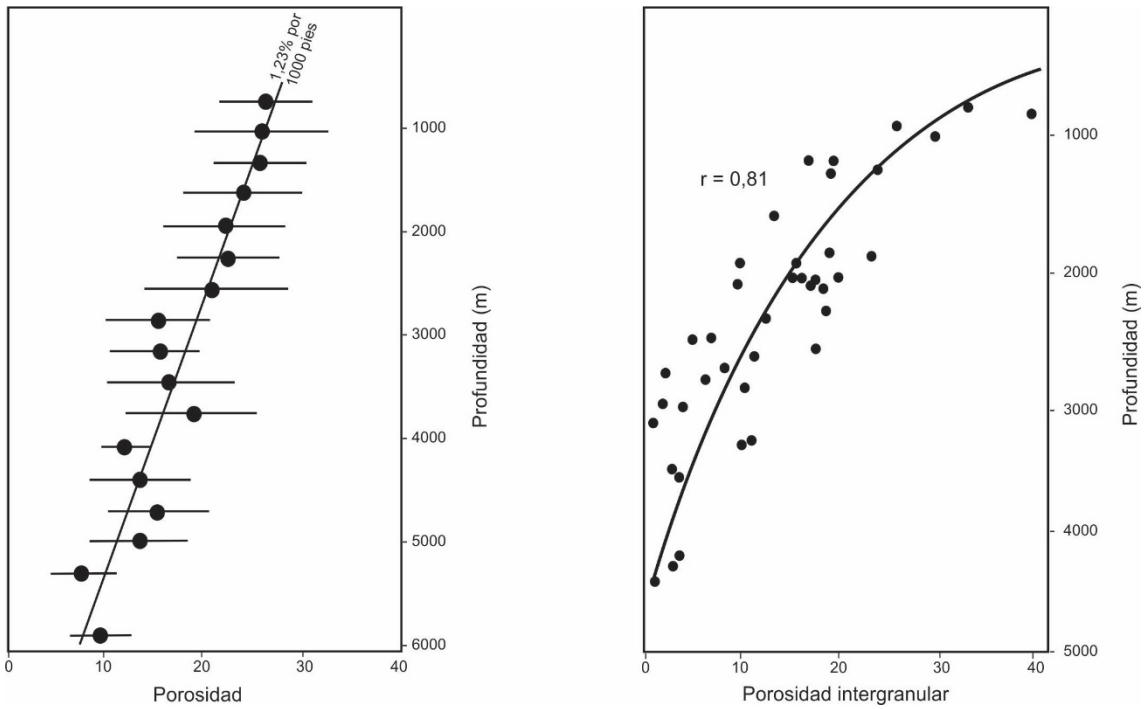


Figura 10.12. Valores de reducción de la porosidad con la profundidad de sepultamiento. A la izquierda, diagrama de Loucks et al. (1984) mostrando una disminución lineal en areniscas con extremadamente bajos porcentajes de matriz, los círculos indican los valores promedios y las barras la desviación estándar. A la derecha, variación exponencial de la porosidad intergranular precementación con la profundidad (McBride et al., 1991).

Más allá de que los patrones sean lineales, cuasi lineales, exponenciales o logarítmicos, puede asumirse que, de no mediar condiciones particulares, como por ejemplo sobrepresión de fluidos, la reducción en la porosidad intergranular es altamente significativa a profundidades mayores a los 1500 metros.

Scherer (1987) destacó que la pérdida de porosidad en areniscas estaba mayormente controlada, además de la profundidad de sepultamiento, por la composición de la arenisca, la selección granulométrica y la edad. En el caso del cuarzo ofrece rigidez a la roca siendo en este sentido un factor positivo para la parcial preservación de la porosidad. Teniendo en cuenta los parámetros arriba citados, Scherer (1987) propuso la siguiente fórmula,

$$P = 18{,}60 + (4{,}73 \times Q) + (17{,}37 / S) - (3{,}8 \times D \times 10^{-3}) - (4{,}65 \times A)$$

Donde P es la porosidad (en porcentaje), Q es la proporción de cuarzo (en porcentaje), S la selección granulométrica (expresada en el coeficiente de selección de Trask), D la profundidad (en metros) y A la edad (en millones de años). Esta ecuación parece mostrar buenos resultados en areniscas sin deformación tectónica, con muy poca proporción de cemento, a profundidades mayores a los 500 metros y en secuencias más antiguas que los 3 millones de años (Fig. 10.13).

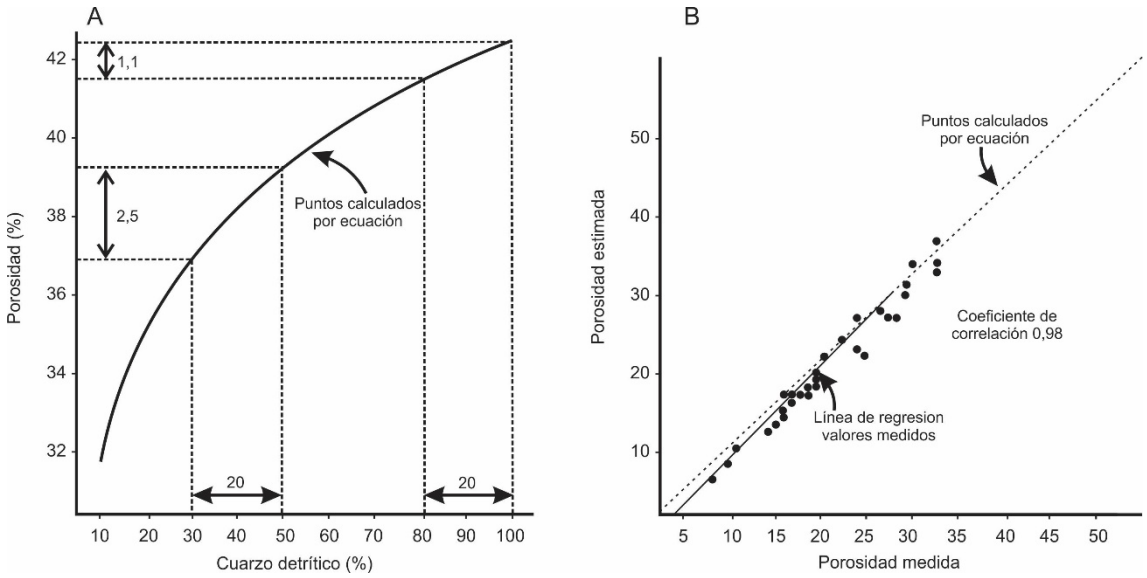


Figura 10.13. Diagramas de Scherer (1987) mostrando: A. La relación entre el contenido de cuarzo en una arenisca y la porosidad calculada a 1000 metros de profundidad para una edad de 4 millones de años e índice de Trask 1,5. Note como debido a que la relación es logarítmica altos contenidos de cuarzo (80% a 100%) producen una baja disminución en la porosidad (1,1%), mientras que si la proporción de cuarzo es moderada a baja (30%-50%) la disminución en la porosidad es mayor (2,5%); B. Esquema mostrando la relación entre la porosidad calculada por la fórmula (línea punteada) y la porosidad medida en núcleos de perforación (línea llena).

Es importante tener en cuenta que la tasa de reducción de la porosidad también depende del porcentaje de fragmentos dúctiles y de matriz. La presencia de elevadas proporciones de matriz acelera la pérdida de porosidad durante el sepultamiento. En este sentido, Loucks et al. (1979) mostraron curvas de reducción de la porosidad con la

profundidad de arenitas que difieren con respecto a los wackes debido a la mayor compresibilidad de los minerales de arcilla (Fig. 10.14A).

Por otro lado, los fragmentos dúctiles pueden disminuir sustancialmente la rigidez de la roca y con ello favorecer un incremento significativo en la pérdida de porosidad con el soterramiento. Esta situación está esquematizada en la figura 10.14B, en ella se muestra como una arenisca con una apreciable proporción de fragmentos dúctiles (color gris en la figura) sufre una reducción del espacio intergranular (IGV) debido, básicamente, a la deformación de fragmentos dúctiles como pizarras, fangolitas y en algunos casos piroclastitas pobremente soldadas (Wilson y McBride, 1988; Gier et al., 2008; Limarino et al., 2017, 2020; Worden et al., 2020). De hecho, Wilson y McBride (1988) reportaron un valor límite del 10% de fragmentos dúctiles a partir del cual las areniscas sufrían una creciente pérdida de porosidad, un valor ligeramente superior (15%) fue considerado crítico en el caso de los reservorios de la Cuenca del Golfo de San Jorge en la Patagonia argentina (Limarino et al., 2017).

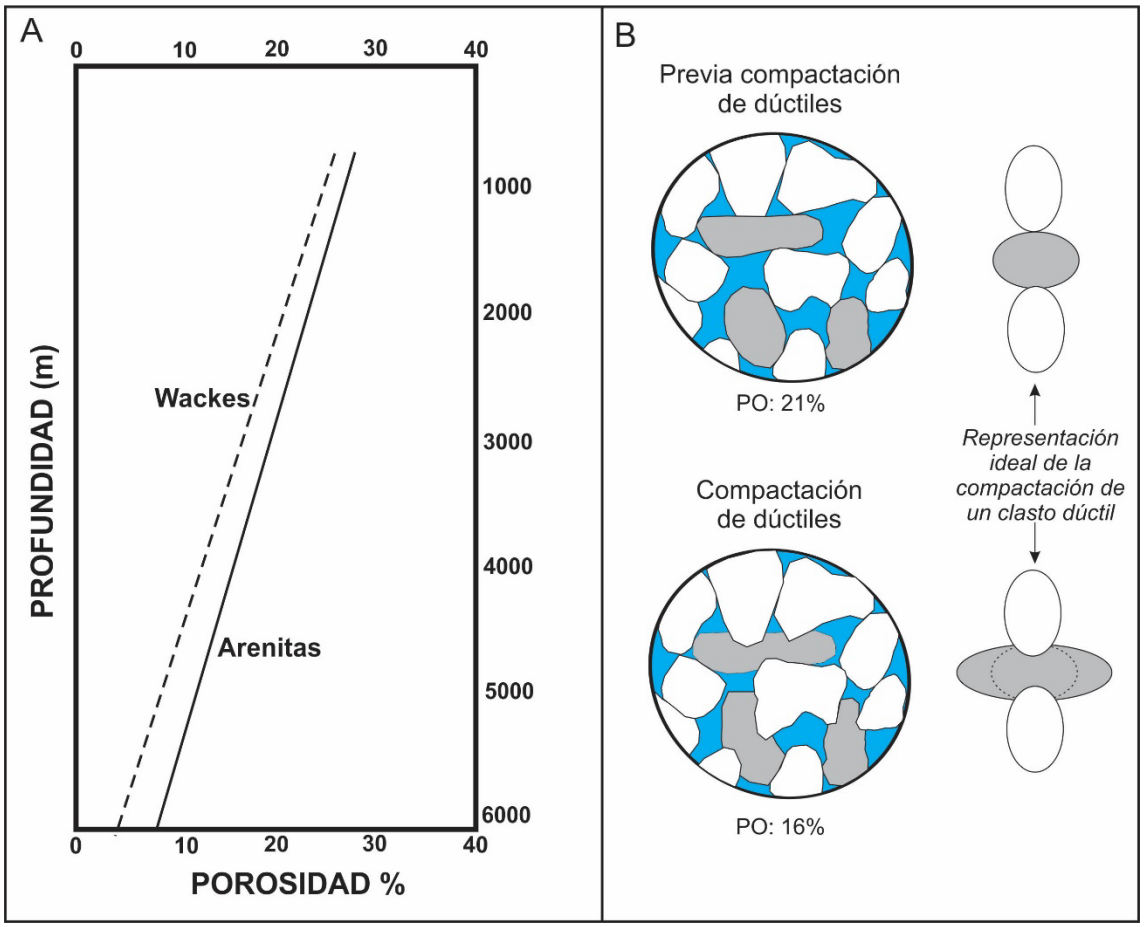


Figura 10.14. A. Ejemplo de la relación entre porosidad y profundidad de sepultamiento para areniscas limpias (arenitas) y con abundante matriz (wackes) según Loucks et al. (1979); B. Esquema representando la variación del espacio intergranular (azul) con el soterramiento en el caso de una apreciable proporción de fragmentos dúctiles (grises en la figura). Nótese como en este ejemplo, la reducción del espacio intergranular se debe exclusivamente a la deformación de fragmentos dúctiles, lo que originan una reducción del 5% en el IGV (la línea punteada señala la forma de clastos antes de la compactación).

La arenisca de la figura 10.15A muestra como la deformación de clastos dúctiles puede acelerar la compactación y reducir significativamente la porosidad; obsérvese como la compactación y la pérdida de porosidad es mucho mayor en la lámina dominada por fragmentos dúctiles (b), que en la mayormente compuesta por cuarzo y feldespato (a), al punto que la identificación de los márgenes de algunos clastos dúctiles es problemática. Este grado de deformación es muy frecuente en areniscas con alta proporción de líticos piroclásticos, de fangolitas e incluso también de metamorfitas de bajo grado (Fig. 10.15). Sin embargo, en otros casos los fragmentos dúctiles no muestran deformación significativa ni penetración por clastos frágiles (Fig. 10.15B), el origen de esta diferencia responde a la historia diagenética de la arenisca, principalmente relacionada a procesos de cementación temprana, sobrepresión y profundidad de sepultamiento. El estudio de la reducción de porosidad durante el sepultamiento no sólo se restringe a areniscas, numerosos ejemplos que tienen en cuenta diferentes litologías (pelitas, calizas, areniscas, etc.) permitieron derivar una relación exponencial (Angevine et al., 1990),

$\Phi_y = \Phi_0 e^{-cy}$ (véase Fig. 10.16)

Donde la porosidad de una sedimentita a una profundidad determinada (Φ_y) depende de la porosidad inicial ($\Phi_{0)}$, la profundidad (y) y una constante (c).

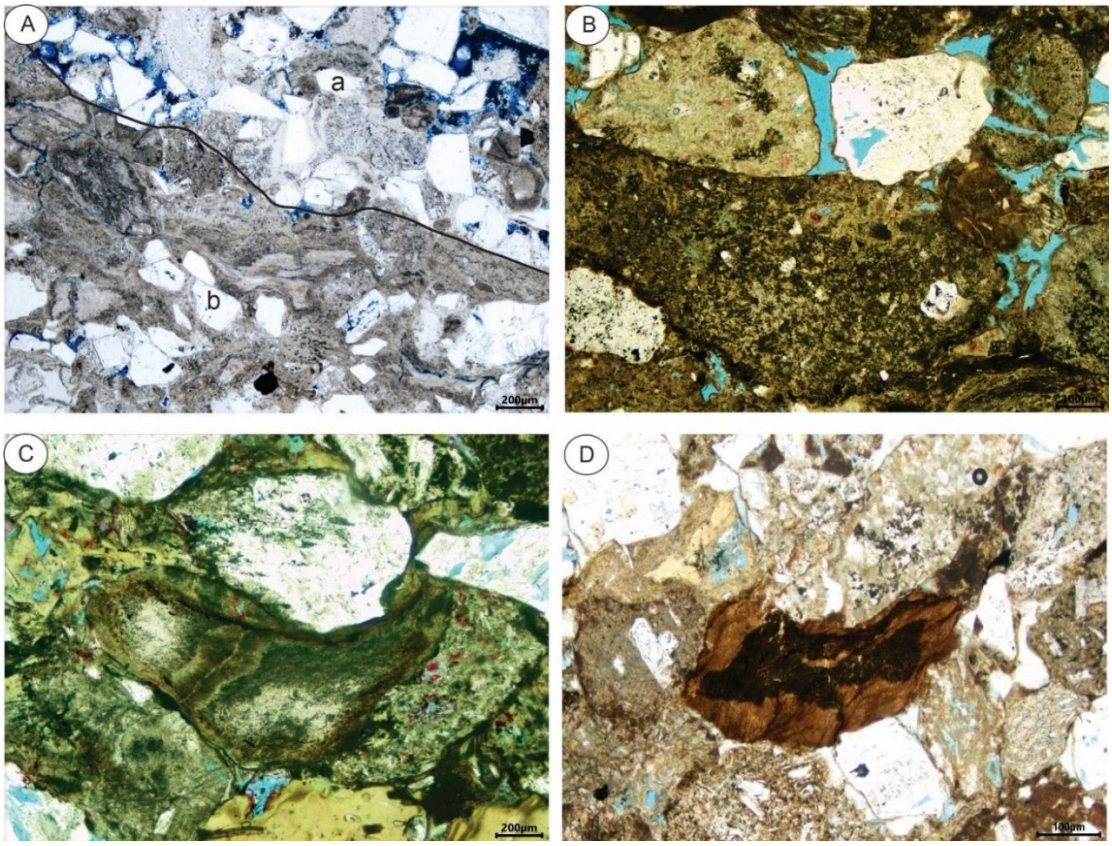


Figura 10.15 (página anterior). Ejemplos de la deformación sufrida por fragmentos dúctiles durante el sepultamiento y efecto sobre la porosidad: A. Arenisca microlaminada en la que se diferencian láminas con escasos fragmentos dúctiles (a) y otras dominadas por ellos (b), nótese como la porosidad ha sido casi totalmente obliterada en (b); B. Ejemplo de un fragmento dúctil con escasa deformación, nótese los contactos planos con los clastos de feldespato y de volcanita; C. A diferencia de la imagen anterior la deformación dúctil del fragmento es demostrada por la penetración de un clasto de cuarzo; D. Alto grado de deformación sufrida por un fragmento piroclástico vítreo.

Esta fórmula permite estimar, por ejemplo, espesores sedimentarios para cualquier profundidad de la columna geológica a partir de datos de perforación (porosidad y profundidad) y estimando sólo la porosidad inicial (Fig. 10.16). Los valores obtenidos son un insumo básico para el cálculo de subsidencia a partir de las técnicas de delaminación (*backstripping*).

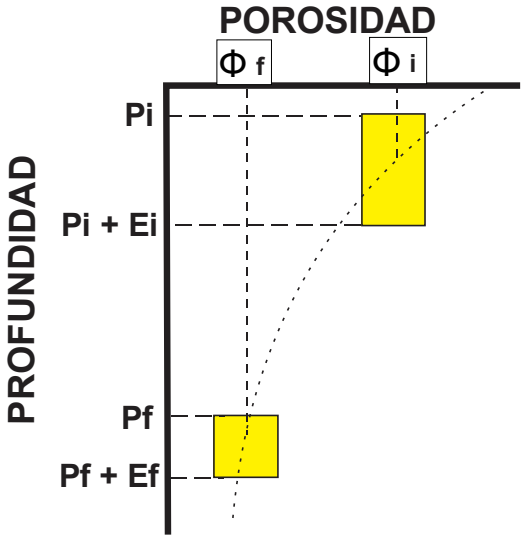


Figura 10.16. Reducción del espesor de un intervalo sedimentario a partir de la pérdida de porosidad por compactación. Pi= profundidad inicial, Pf= profundidad final, i= espesor inicial, Ef= espesor final, Φi= porosidad inicial, Φf= porosidad final. Se considera que la fracción sólida es incompresible por lo que la disminución del espesor se debe a la pérdida de la porosidad. Modificado de Angevine et al. (1990).

Si a la progresiva disminución con la profundidad debido a la compactación se le suman los efectos de la cementación, es dable esperar que la mayor parte de las areniscas pierdan totalmente su capacidad de alojar fluidos a alguna profundidad determinada. Sin embargo, afortunadamente esto no es así ya que como hemos mencionado diversos fenómenos, principalmente diagenéticos, generan porosidad secundaria. La porosidad secundaria es entonces muy importante ya que suele combinarse con la porosidad primaria para incrementar la porosidad total, pero también, porque en algunos casos es el único tipo de porosidad presente en la roca, siendo la porosidad secundaria la que permite alojar fluidos (como agua e hidrocarburos) y su circulación.

En la figura 10.17 se supone un caso hipotético el cual muestra la reducción de la porosidad con la profundidad. En este ejemplo la pérdida de porosidad primaria procede por compactación hasta aproximadamente los 1750 m de profundidad, a partir de este punto (A en la figura 10.17), el cierre del espacio poral se incrementa notablemente debido a que se suma la precipitación de cemento. Es por ello, que siempre de acuerdo con el ejemplo de la figura 10.17, se alcanza un mínimo de porosidad primaria de alrededor de 7% a aproximadamente los 2700 metros. Desde esta profundidad, la

porosidad total comienza a incrementarse debido a la aparición de porosidad secundaria resultante de disolución del cemento (IPDC en Fig. 10.17) y de clastos inestables (IPDG en Fig. 10.17).

El único propósito del ejemplo arriba señalado es mostrar como el análisis de la evolución de la porosidad en profundidad debe enfocarse tanto considerando a la porosidad primaria como secundaria, las que en conjunto generan la porosidad total de un reservorio. Además, en el caso de la porosidad secundaria debe analizarse si el incremento en el espacio poral resulta de la disolución de cementos, granos o ambos procesos a la vez.

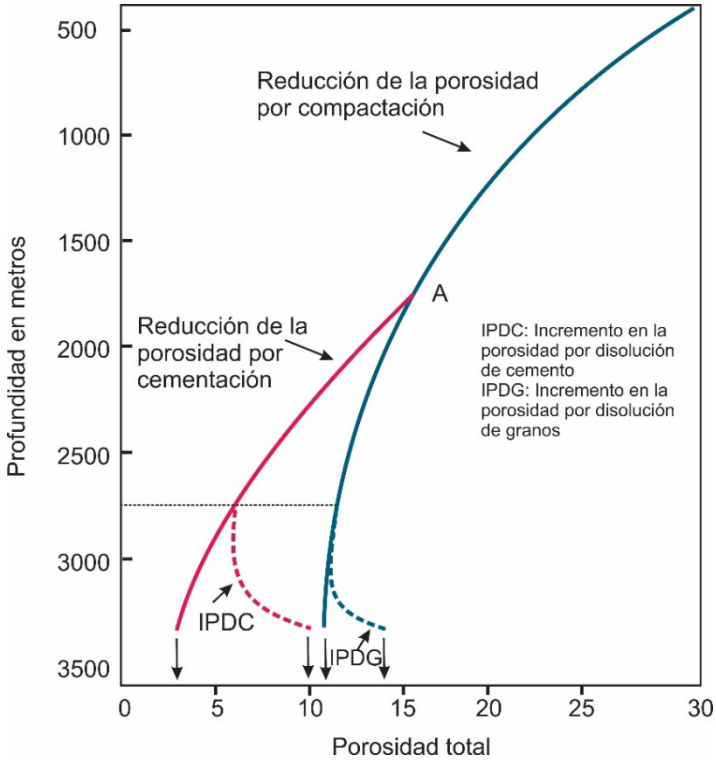


Figura 10.17. Esquema hipotético mostrando la variación de la porosidad primaria y secundaria en profundidad; las flechas señalan los valores de porosidad alcanzados. Para explicación véase el texto.

En la práctica la diferenciación de la porosidad primaria y secundaria no es siempre sencilla. Chepikov et al. (1961; revisado en Shanmugam, 1984) y Schmidt y McDonald (1979) presentaron un conjunto de criterios para reconocer la porosidad formada por procesos diagenéticos: (1) poros limitados por granos con bordes corroídos, (2) distintos grados de disolución parcial de clastos, (3) distribución irregular de la porosidad dentro de la sección delgada, (4) desarrollo de poros fuertemente irregulares (sinuosos), (5) remanentes del cemento no disuelto dentro de los poros, (6) presencia de poros sobredimensionados o desarrollo de porosidad móldica y (7) heterogeneidad en el empaquetamiento.

PRESERVACIÓN DE LA POROSIDAD PRIMARIA

La compactación durante el soterramiento es capaz de reducir sustancialmente la porosidad primaria a valores despreciables, especialmente en el caso de areniscas

sepultadas a gran profundidad, alcanzando el estado de "sobreconsolidación" (*overconsolidated stage*, Bjørlykke, 2010). Aunque existen varios mecanismos que pueden favorecer la preservación de la porosidad primaria, la sobrepresión de fluidos es capaz de amortiguar e incluso neutralizar la reducción de porosidad. Para entender este mecanismo, es necesario primeramente considerar que cuando hablamos del efecto de la presión litostática estamos suponiendo que toda la transferencia de fuerzas se trasmite a través del esqueleto de la roca, es decir, de la fracción clástica. Nótese que en este razonamiento la presión a la que están sujeta los fluidos emplazados en el espacio poral corresponde simplemente al gradiente de presión hidrostática. En otras palabras, la fracción clástica y los fluidos son tratados como sistemas de presión independientes.

Sin embargo, casi siempre existe una transferencia de fuerzas desde la fracción clástica hacia los fluidos alojados en los poros y, de hecho, esta transferencia es evidente durante los primeros mil metros de sepultamiento cuando los fluidos son expulsados hacia arriba. La transferencia de fluidos hacia niveles porosos superiores no favorece, en sí misma, la preservación de porosidad y, en efecto, es la consecuencia directa de la compactación. No obstante, cuando el agua poral no puede ascender debido, por ejemplo, a la presencia de una capa relativamente impermeable (acuitardos), el fluido atrapado incrementa su presión a valores superiores a los correspondientes a la presión hidrostática para esa profundidad, transformándose entonces en sobrepresión de fluidos.

Las causas que pueden generar sobrepresión son variadas e incluyen, la ya mencionada presencia de capas suprayacentes de baja permeabilidad, altas tasas de sedimentación, maduración de materia orgánica (produciendo liberación de fluidos), transformaciones diagenéticas de algunos minerales de arcilla (con liberación de H_2O o CO_2), expansión térmica de fluidos, e incluso algunas reacciones diagenéticas del sistema carbonato-silicato las que básicamente liberan CO_2. A estos procesos, en zonas tectónicamente activas, debería sumarse el bombeo tectónico de fluidos.

La figura 10.18 intenta esquematizar lo dicho, en A se muestran tres componentes del sistema de esfuerzos en un banco de arenisca, la presión litostática (Pl en Fig. 10.18A), la presión efectiva sobre los clastos (Pe) y la presión de fluidos (Pf). La presión efectiva en los contactos entre clastos es la que controla la condensación de la fábrica y puede calcularse de acuerdo con la siguiente expresión,

$$Pe = (Pl - Pf).\ 100/K \qquad \text{siendo } K = a/A$$

Donde a representa el área de contacto entre granos y A la superficie total. Nótese que la porosidad efectiva será función de K y se incrementará cuando menor sea el área de contacto entre clastos. En otras palabras, los granos con contactos tangenciales estarán sujetos a una mayor presión efectiva por unidad de área que, por ejemplo, los de contactos rectos.

Por otro lado, cuando no existe sobrepresión de fluidos la presión efectiva será directamente igual a la litostática (para una misma área de contacto), pero a medida que la sobrepresión de fluidos aumenta, la presión efectiva en los contactos entre granos

disminuye. La consecuencia es que la sobrepresión del fluido amortigua o evita la compactación de la fábrica contribuyendo a la preservación de la porosidad. Cuando esta situación es debida a bajas tasas de permeabilidad, es en ocasiones descripta por algunos autores como desequilibrio de compactación (*disequilibrium compaction,* Bjørlykke, 2010).

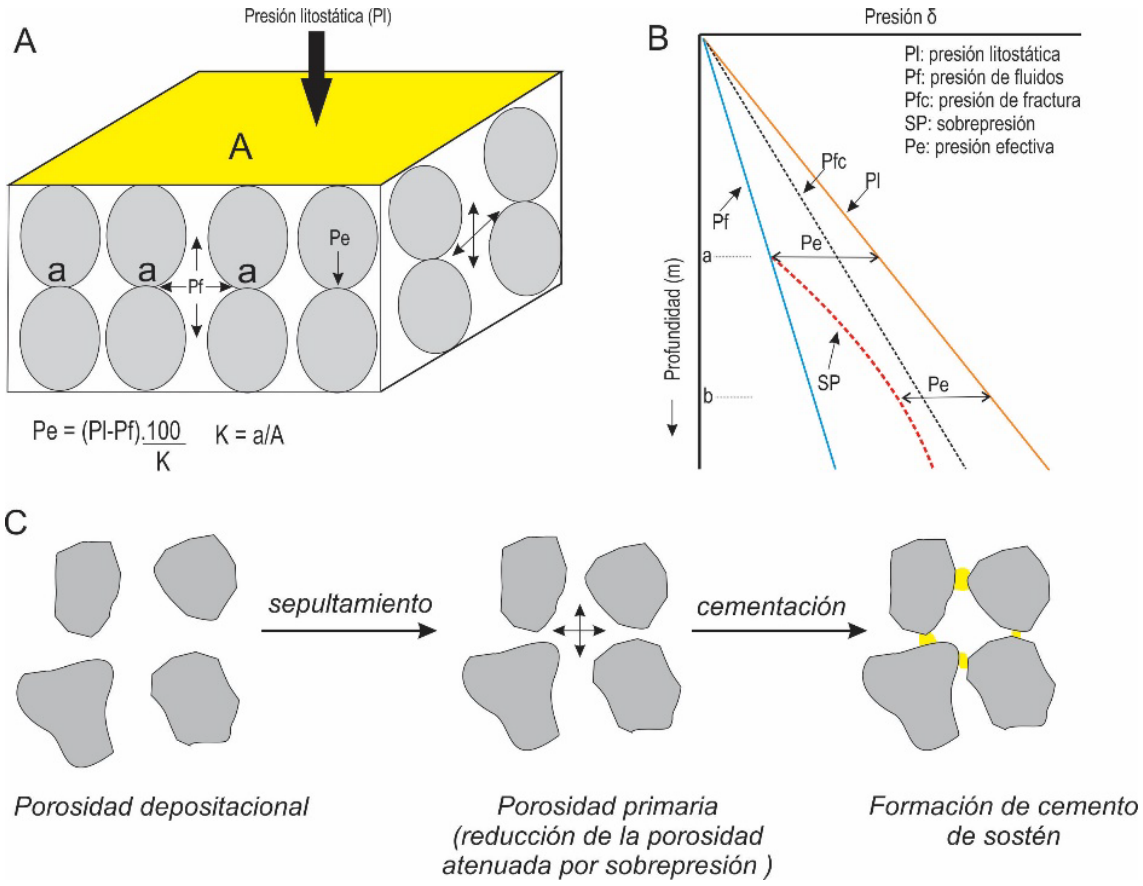


Figura 10.18. Representación esquemática de las causas y efectos de la sobrepresión en sistemas clásticos (construida sobre la base de esquemas ligeramente modificados de Wilson y Stanton (1994) y Bjørlykke (2010). A. Diagrama conceptual para explicar el origen de la presión efectiva (Pe); B. Variación de la presión litostática, de fluidos, efectiva y de la sobrepresión con la profundidad de sepultamiento y C. Ilustración simplificada de la relación entre la sobrepresión y la formación de cemento de sostén.

En la figura 10.18B se muestran los cuatro componentes de un sistema de compactación durante el sepultamiento. La presión litostática (Pl en Fig. 10.18B) es función del espesor de la pila sedimentaria y de la densidad de las rocas involucradas, mientras que la presión de fluidos puede describirse sencillamente como el espesor de la columna de agua por su densidad. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que la densidad del fluido varía ampliamente entre salmueras y el agua dulce según las características del fluido poral. Un tercer componente corresponde a la sobrepresión de fluidos, por ejemplo, a partir del punto a en la figura 10.18B la presión de fluidos comienza a incrementarse, alcanzando su máximo en b. Es importante destacar que no siempre se producirá un

aumento significativo en la presión de fluidos durante el sepultamiento, pero cuando la sobrepresión es importante, reduce notablemente la presión efectiva, lo que colabora a la preservación de al menos parte de la porosidad y reduce la compactación.

La implicancia de lo hasta aquí dicho es resumido en la figura 10.18C. Allí un conjunto de granos de arena muestra cierta porosidad depositacional, al producirse el sepultamiento se suponen condiciones de sobrepresión de fluidos que atenúan la reducción de la porosidad primaria. Si estas condiciones persisten algún tiempo, puede producirse la precipitación de un cemento de sostén, formado por crecimientos sintaxiales de cuarzo o bien en menisco (por ejemplo, de sílice o carbonato) limitados a los contactos entre granos. Estos cementos aumentan la rigidez de la fábrica, preservando la porosidad de ulterior compactación, sin necesidad que la sobrepresión persista.

FORMACIÓN DE POROSIDAD SECUNDARIA

Hasta aquí se ha señalado reiteradamente que la porosidad secundaria no sólo es parte de la porosidad total de una roca, sino que puede transformarse en su principal componente. La mayor parte de la porosidad secundaria se origina a partir de la disolución diagenética de clastos o de cementos. En lo que corresponde a los clastos, la disolución de feldespatos adquiere particular significación, porque luego del cuarzo es el mineral más abundante en areniscas y, de hecho, su disolución aporta la porosidad en muchos yacimientos (Schmidt et al., 1977; Milliken et al., 1989; Wilkinson et al., 2001; Ma et al., 2017; Yuan et al., 2019; Limarino et al., 2020).

El primer punto que debe ser aclarado concierne a la susceptibilidad de los distintos feldespatos a la alteración diagenética. Este punto ha generado cierto debate, pues en algunos casos se ha señalado mayor estabilidad de las plagioclasas que de los feldespatos potásicos durante el soterramiento. La experiencia de los autores indica que no existe un orden de mayor susceptibilidad para la disolución, ya que en un sentido general las plagioclasas se alteran igual que los feldespatos potásicos. Sin embargo, en algunos casos, al analizar una determinada secuencia es posible observar mayor grado de alteración diagenética de un grupo de feldespatos con respecto a otro. El significado de esta diferencia debe ser estudiado en cada caso, pues podría reflejar distintas áreas de proveniencia o contrastantes historias predepositacionales sufridas por los clastos, antes que diferencias químicas o cristalográficas que permitan efectuar una generalización sobre la susceptibilidad a la disolución.

Las condiciones de disolución de feldespatos durante la diagénesis fueron discutidas en los Capítulo 1 y 5 y serán también analizadas en el Capítulo 11, por lo que nos limitaremos aquí a una caracterización petrográfica de sus texturas y morfologías. Los feldespatos pueden mostrar distintos grados de disolución, masiva (Fig. 10.19A), intensa (Fig. 10.19B), parcial (Fig. 10.19C) o incipiente (Fig. 10.19D), las que se desarrollan preferentemente desde los bordes a favor de planos de clivaje o de macla (Fig. 10.19C y D). Menos frecuentemente, las plagioclasas pueden exhibir disolución diferencial en los

núcleos de cristales zonados, por lo que la porosidad secundaria progresa en estos casos desde el centro al borde del clasto.

Los fragmentos líticos son otro componente que con frecuencia forma porosidad secundaria. Si bien distintos tipos de clastos líticos son susceptibles de sufrir disolución diagenética, los más altamente reactivos son los de origen piroclástico (Fig. 10.20 A, B y C), volcanitas (Fig. 10.20 D), calizas y metamorfitas de bajo grado. A los mencionados se suman los de evaporitas, aunque salvo casos particulares aparecen raramente en la fracción clástica de areniscas.

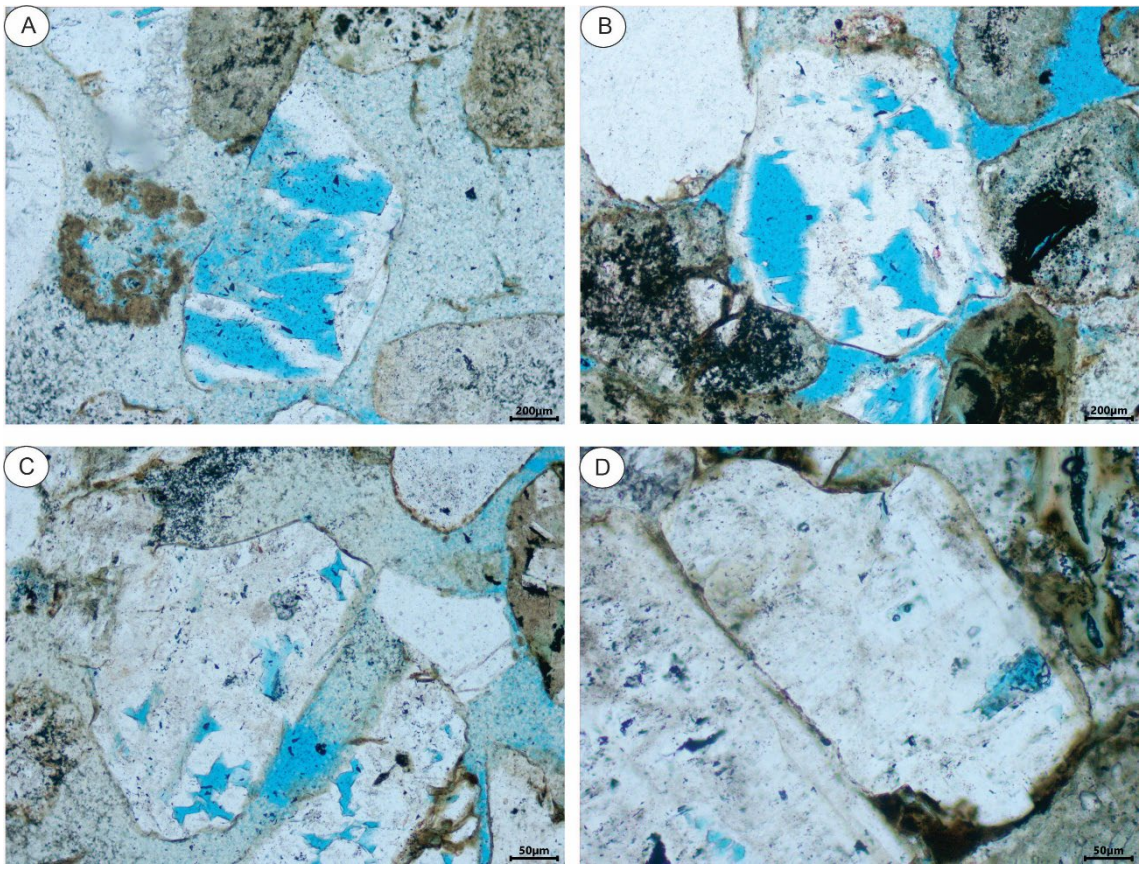


Figura 10.19. Ejemplos de diferentes órdenes de disolución diagenética de feldespatos, desde masiva hasta incipiente. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Con la excepción de la sílice, la mayoría de los cementos pueden ser disueltos durante la diagénesis formando porosidad secundaria intergranular (Fig. 10.21). Dentro de los cementos de oclusión los más propensos son los carbonatos (principalmente calcita, Fig. 10.21A), las zeolitas (analcima y heulandita Fig. 10.21B y C) y, menos frecuentemente, el yeso. Un caso particular es el de los cementos de arcilla, en especial, la caolinita, illita y esmectitas (en menor grado la clorita que preferentemente se dispone como cemento tipo *rim*), ya que comúnmente desarrollan abundantes cripto y microporos que sólo en estados muy avanzados de disolución evolucionan a poros de mayor tamaño (Fig. 10.21D).

MEDICIÓN DE LA POROSIDAD

La medición de la porosidad puede ser hecha por métodos directos o indirectos y la metodología a emplear depende en gran medida de la naturaleza de la muestra a analizar (por ejemplo, sedimento suelto o roca, Fig. 10.22). Los métodos de medición directa incluyen al cálculo del volumen poral por métodos gravimétricos (diferencias en pérdida de peso utilizando líquidos de densidad conocida) o volumétricos (volumen de líquido desplazado por la muestra al estar completamente sumergida dentro de una probeta).

Por el contrario, en las mediciones indirectas se estima el valor de la porosidad a partir del comportamiento de otra variable, esta técnica se utiliza principalmente en perforaciones cuando no es posible acceder a la muestra, o bien se pretende obtener un registro más o menos continuo de la porosidad. En estos casos se emplean a los registros de pozos como herramientas de medición indirecta, los más usados son los registros sónicos, de densidad, gamma-ray, neutrones y de resonancia magnética (Fig. 10.22).

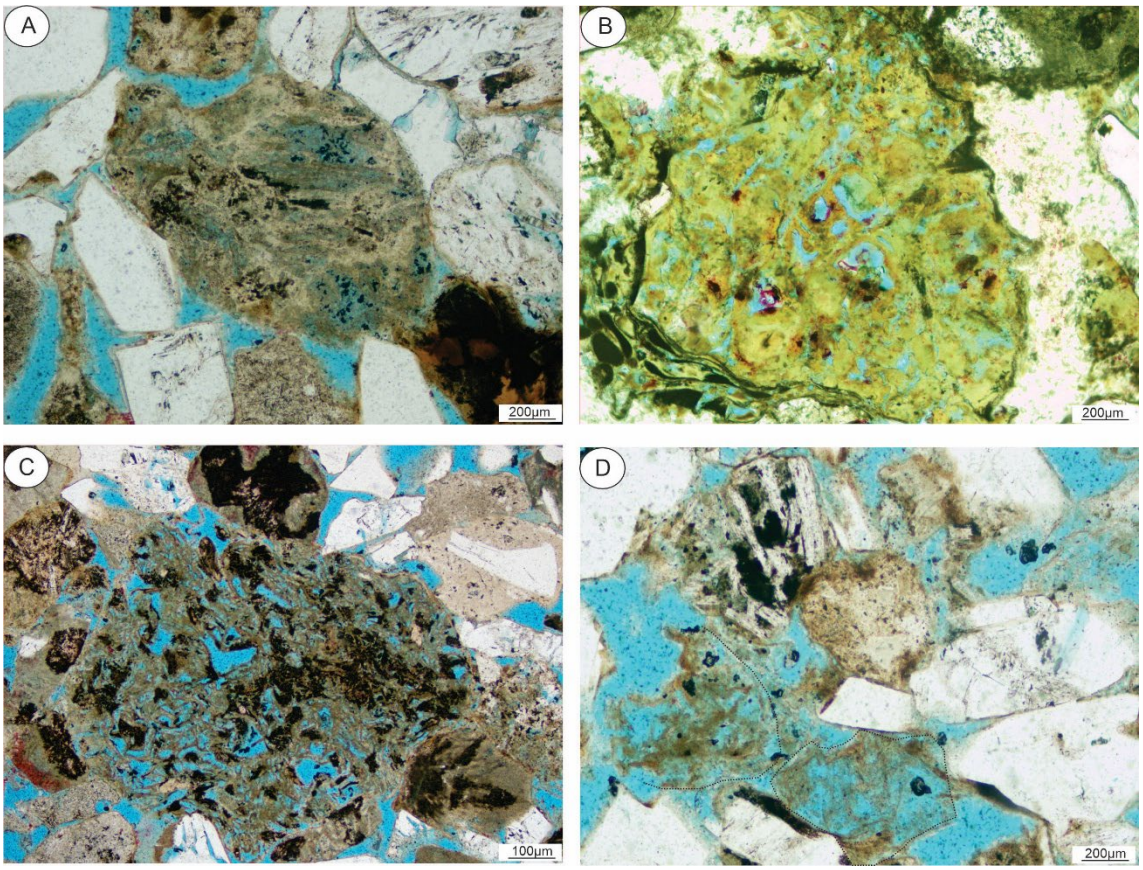


Figura 10.20. Algunos ejemplos de fragmentos líticos mostrando importante disolución diagenética: A, B y C corresponden a una serie creciente en el grado de disolución dominado por porosidad secundaria intragranular; D. Clasto de piroclastita casi totalmente disuelto en vías de generar porosidad secundaria intragranular, en la parte superior clasto de volcanita en la que la disolución progresa desde los márgenes hacia el centro. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Mediante la intervención de diferentes algoritmos se obtienen curvas que representan una aproximación a la variación continua de la porosidad, estas curvas alcanzan mayor

precisión sólo cuando se las ajusta con las técnicas tradicionales de medición de porosidad sobre coronas o testigos laterales rotados.

En el caso de las mediciones directas de muestras de areniscas y conglomerados obtenidos de perforaciones, las determinaciones se efectúan a partir de pequeñas probetas de entre 22 y 40 mm de diámetro, extraídas de los núcleos de corona. Los estudios se efectúan a través de expansión de gases, volumen ocupado por líquidos inyectados o bien del análisis de imágenes. En las determinaciones en reservorios de hidrocarburos se utilizan como rutina dos tipos de técnicas petrofísicas principales, la expansión de gases o bien la intrusión de mercurio (Anderson, 1975; Monicard, 1981; Tavakoli, 2018).

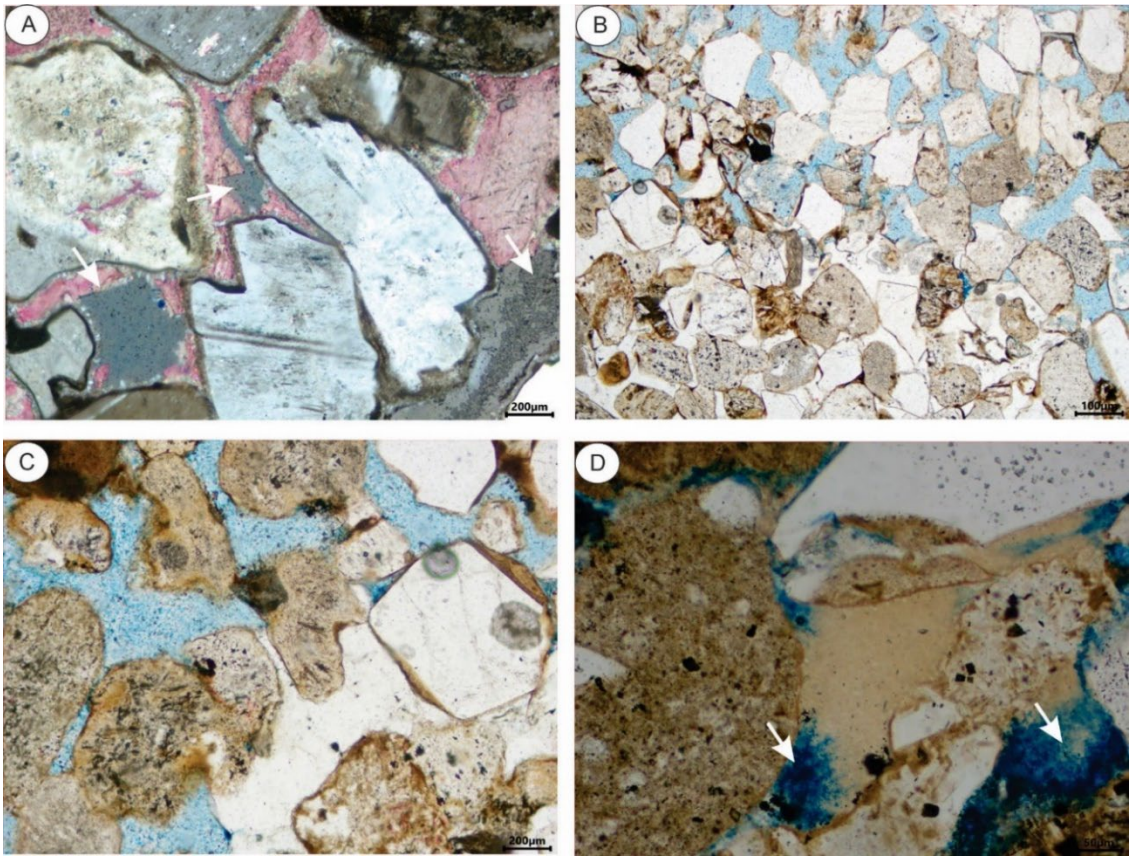


Figura 10.21. Ejemplos de porosidad secundaria resultante de la disolución de distintos tipos de cementos: A. Parcial disolución del cemento de calcita, las flechas indican la posición de la porosidad secundaria intergranular; B. Arenisca con fábrica heterogénea producto de la disolución parcial del cemento de analcima que ocluye casi por completo el espacio intergranular de la mitad inferior de la muestra, sin embargo, obsérvese como hacia la parte superior la disolución de este cemento produce muy altos valores de porosidad secundaria; C. Detalle de la imagen anterior mostrando la zona de disolución del cemento; D. Cemento esmectítico parcialmente disuelto originando microporos indicados por las flechas. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Figura 10.22. Enumeración de los principales métodos utilizados para el cálculo de la porosidad.

En el primer caso se utiliza el porosímetro de expansión de gas, el que emplea mayormente helio y cuyo fundamento teórico se basa en la Ley de Boyle. En esta técnica el gas es primeramente presurizado y luego expandido isotérmicamente dentro de dos cámaras de volumen conocido, una conteniendo la muestra y la otra de referencia. Como el volumen de la muestra de roca es conocido, por diferencia es posible obtener el valor de la porosidad (Fig. 10.23).

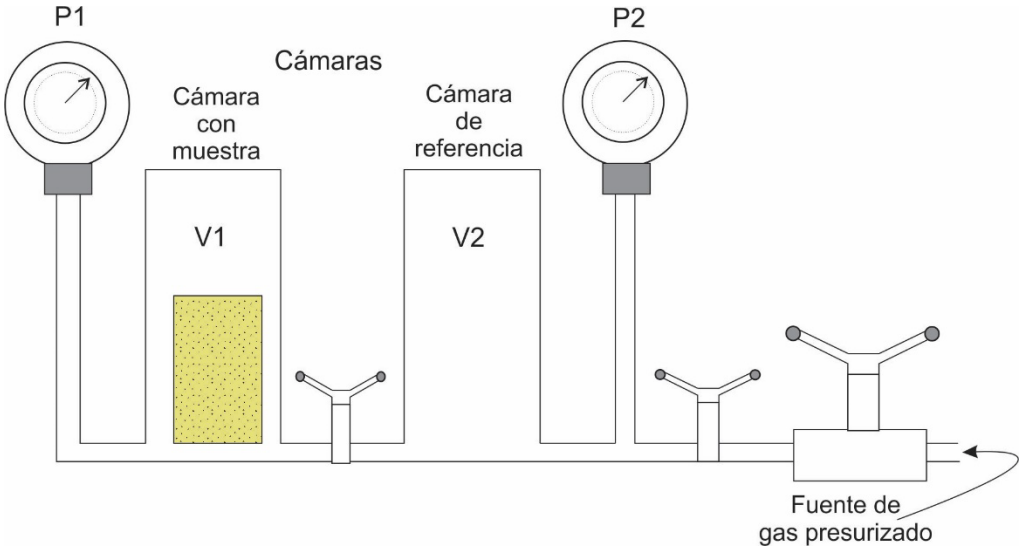


Figura 10.23. Representación esquemática del porosímetro de helio, ligeramente modificado de Araz y Kamyabi (2021).

En el caso de la inyección de mercurio, se lo emplaza a diferentes presiones dentro de la muestra obteniéndose como resultado final la porosidad efectiva de la roca y una aproximación a la distribución de poros y gargantas porales (Fig. 10.24). La intrusión del mercurio dentro de la red poral depende de la presión impresa al mercurio, por lo tanto, la capacidad de detectar el total de la red poral está condicionada en gran medida por el tipo de equipo utilizado. En general trabajando con porosímetros convencionales desde

baja a alta presión es posible identificar poros de diámetros comprendidos entre los 3,2 nanomicrones y 1000 micrones.

En el caso de las mediciones directas de muestras de areniscas y conglomerados obtenidos de perforaciones, las determinaciones se efectúan a partir de pequeñas probetas de entre 22 y 40 mm de diámetro, extraídas de los núcleos de corona. Los estudios se efectúan a través de expansión de gases, volumen ocupado por líquidos inyectados o bien del análisis de imágenes. En las determinaciones en reservorios de hidrocarburos se utilizan como rutina dos tipos de técnicas petrofísicas principales, la expansión de gases o bien la intrusión de mercurio (Anderson, 1975; Monicard, 1981; Tavakoli, 2018).

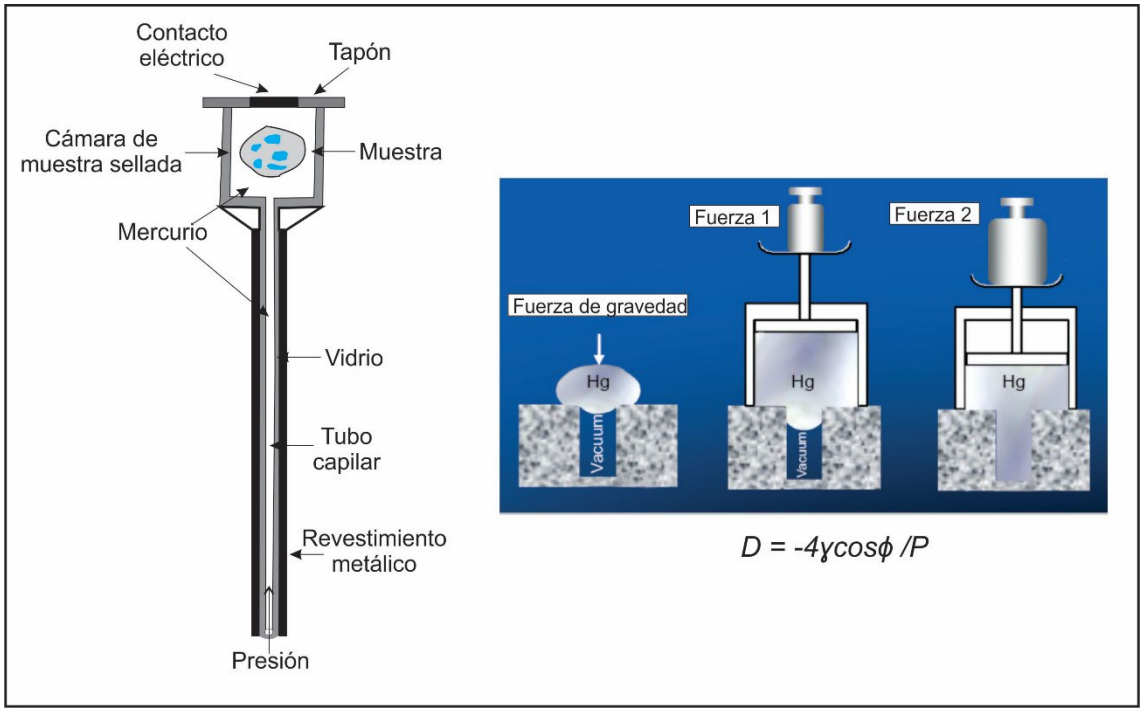


Figura 10.24. Representación esquemática de un penetrómetro de mercurio y el efecto de la presión ejercida necesaria para llenar completamente el espacio poral.

En este libro es de particular importancia el cálculo y la descripción de la porosidad empleando los análisis de imágenes petrográficas (porosidad óptica de Ehrlich et al., 1984; Fig. 10.25). Esta metodología mejora considerablemente la rutina tradicional, la que cuantificaba el porcentaje de poros a partir de una estimación visual de los mismos en un corte delgado. Los análisis de imágenes petrográficas, desarrollados durante la última parte del siglo XX, se basan en la adquisición de imágenes de cortes delgados, su procesamiento mediante programas específicos y la obtención de valores semicuantitativos de la porosidad (Ehrlich et al., 1984; Bloch, 1994; Anselmetti et al., 1998; Berrezueta y Kovacs, 2017; Net y Limarino, 2000; Monsees et al., 2021; Fig. 10.25).

La rutina consiste primeramente en la observación y obtención de imágenes con nicoles paralelos de secciones delgadas de areniscas impregnadas con resina epoxy azul, este color facilita la observación de la porosidad y es elegido porque no existen (o son

extremadamente raros) los minerales de este color con nicoles paralelos. Una vez obtenidas las fotografías se procesan con un programa de análisis de imágenes petrográficas con el objeto de obtener el valor de la porosidad y varios parámetros geométricos de la red poral en su conjunto (Fig. 10.26).

Un ejemplo de esta técnica es mostrado en la figura 10.25, la imagen superior izquierda corresponde a una arenisca fina bien seleccionada cuyo procesamiento aparece inmediatamente a la derecha. Nótese que ha podido ser calculada la porosidad total (20%) y el rango de diámetros porales dominantes. Aunque no es posible observarlo en la imagen, el operador ha podido medir que casi un 9% de los poros tienen diámetro inferior a los 35 micrones, por lo que corresponden a microporos finos distribuidos entre cristales del cemento arcilloso de caolinita.

En la imagen inferior se repite el procedimiento sobre una arenisca mediana con mayor proporción de fragmentos líticos, pero ahora el operador ha separado los porcentajes correspondientes a porosidad primaria y secundaria.

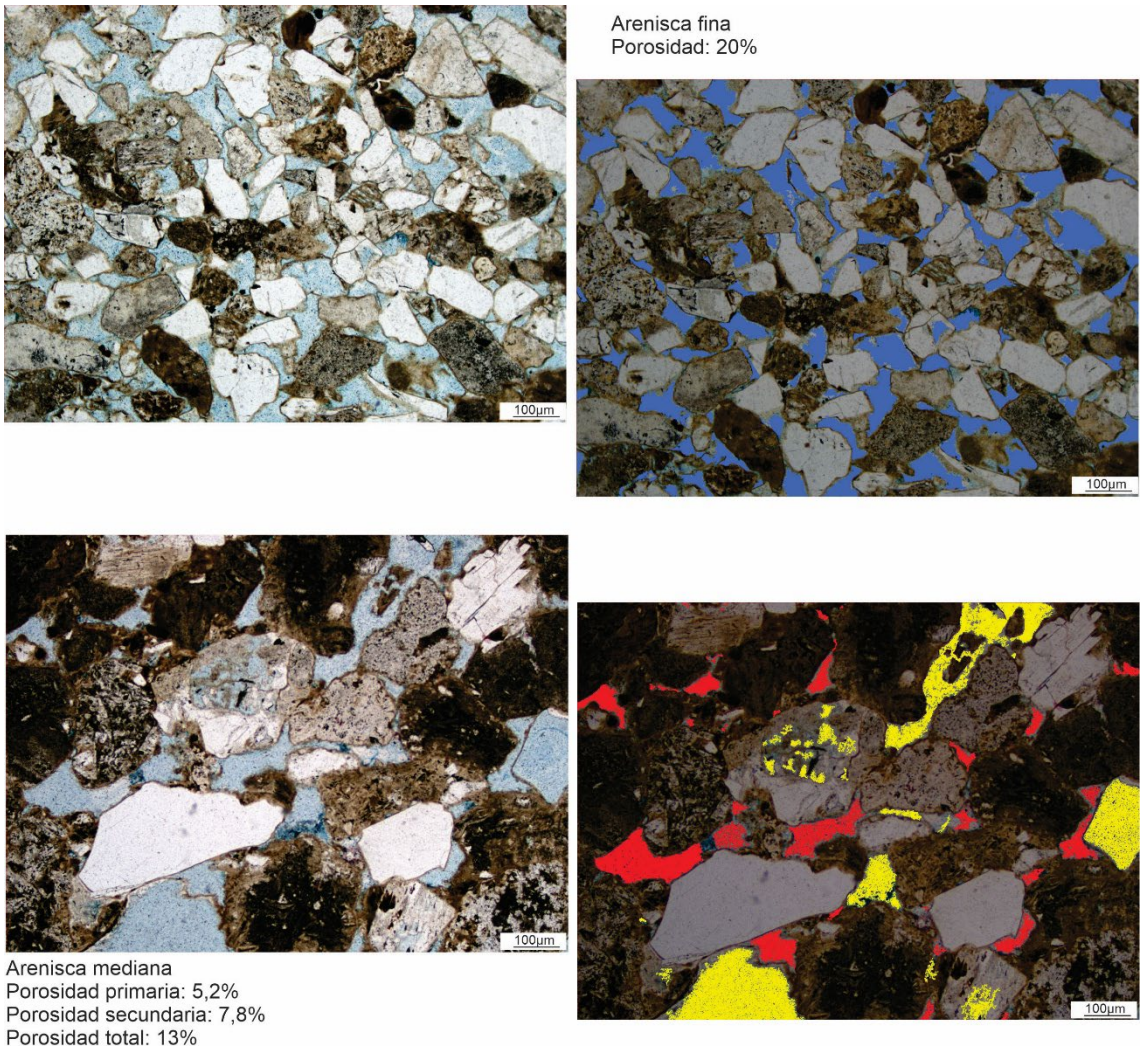


Figura 10.25. Dos ejemplos de análisis de imágenes petrográficas sobre areniscas de características contrastantes. La figura superior corresponde a una arenisca fina dominada por fragmentos de cuarzo y feldespato y la inferior a una arenisca mediana donde prevalecen los fragmentos líticos de volcanitas y piroclastitas. Para explicación véase el texto.

Los distintos parámetros concernientes a la porosidad que pueden ser medidos utilizando programas de análisis de imágenes petrográficas son resumidos en la figura 10.26, nótese que pueden ser utilizados para caracterizar a la red poral en su conjunto o a una parte específica de ella.

Esta técnica presenta algunas limitaciones y ventajas con respecto a las mediciones petrofísicas previamente citadas. En primer lugar, y a pesar de que la tinción se realiza bajo bomba de vacío, es difícil que la tintura penetre los poros más pequeños, especialmente aquellos de diámetro inferior a los 20 micrones, esto hace que los criptoporos y los microporos finos no puedan ser totalmente cuantificados. Por otro lado, al trabajar con sección delgada el tamaño de la muestra observada es pequeño en comparación con la utilizada en las mediciones petrofísicas, por lo que se recomienda la construcción de paneles como los mostrados en la figura 10.27.

Lo arriba señalado llevó a Ehrlich et al. (1984) a proponer el término de porosidad óptica total (*total optical porosity*) para referirse a la porosidad resultante del estudio de secciones delgadas y de esta forma diferenciarlos de los obtenidos de análisis petrofísicos.

PARÁMETRO	EXPLICACIÓN
Diámetro de la red poral (Dm)	Diámetro promedio de los poros encontrados en la sección delgada
Diámetro específico de una población	Diámetro medio de una población determinada
Distribución de diámetros porales	Segregación de la red poral por tamaños
Área de la red poral	Área promedio de los poros encontrados en la sección delgada
Área específica de una población	Área media de una población determinada
Perímetro de la red poral	Perímetro promedio de los poros encontrados en la sección delgada
Perímetro específico de una población	Perímetro medio de una población determinada
Excentricidad poral	Desviación de la forma con respecto a un círculo
PoA	Parámetro de forma que tiene en cuenta la relación perímetro área
Ciclos de erosión y dilatación	Parámetro de forma sobre tofo orientado a caracterizar la rugosidad poral
Fractalidad poral	Analiza la relación entre diferentes parámetros porales

Figura 10.26. Principales parámetros que caracterizan la red poral obtenidos a partir del análisis de imágenes petrográficas.

En contraposición a las limitaciones arriba señaladas, el uso del microscopio y el análisis de las imágenes petrográficas se vuelven una herramienta fundamental en varios aspectos del estudio de la red poral. En primer lugar, permite entender la génesis de la porosidad, establecer la existencia de diferentes tipos y una aproximación a la integración de la red poral, características estas que no pueden ser correctamente evaluadas a partir exclusivamente de estudios petrofísicos.

Además, un punto fundamental es que los estudios sobre secciones delgadas, acoplados a programas de análisis de imágenes, permiten la segmentación del tamaño poral, en otras palabras, obtener una distribución de tamaño de poros, excluyendo los criptoporos y los microporos finos. Por otro lado, varios parámetros de la geometría poral

pueden ser derivados de los programas de los análisis de imágenes, como por ejemplo excentricidad de los poros, la relación perímetro/área conocida como PoA, la rugosidad poral (derivada de ciclos de erosión/dilatación), el agrupamiento de los poros en porels (especie de dominios porales), entre muchos otros parámetros (Fig. 10.26, véase Ehrlich et al., 1984, 1991; Ehrenber y Boassen, 1993; Scasso y Limarino, 1997; Ghiasi-Freez et al., 2012; Pal et al., 2018).

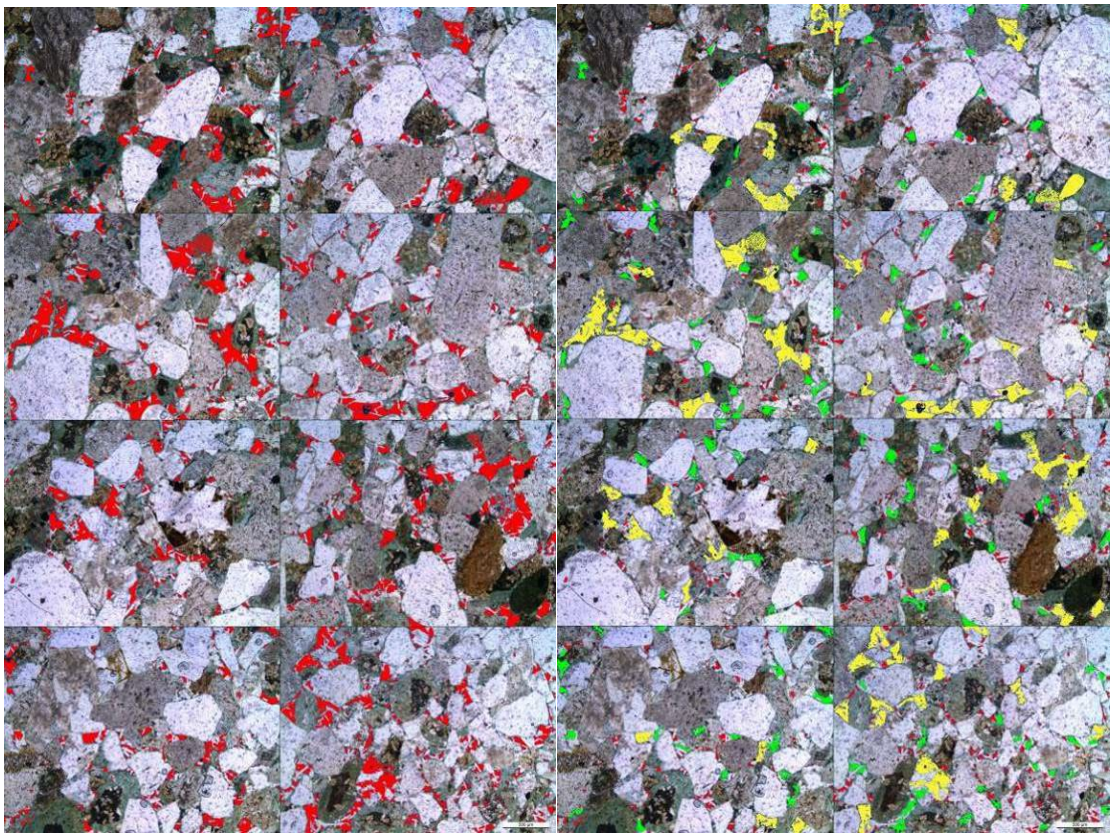


Figura 10.27. Ejemplo del análisis de la porosidad de una arenisca correspondiente a la Formación Meseta Espinosa (Cretácico, Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina). Izquierda: Ocho escenas donde la porosidad ha sido marcada en rojo. Derecha la misma imagen mostrando la distribución de los tamaños porales (microporos en rojo, mesoporos en verde y macroporos finos en amarillo). Las barras indican 200 micrones.

Ehrenber y Boassen (1993) compararon los valores de porosidad obtenidos mediante el empleo del porosímetro de helio y por el análisis de imágenes petrográficas. Como puede verse en la figura 10.28, los resultados se aproximan utilizando ambas técnicas. Sin embargo, es importante tener en cuenta algunos puntos cuando se comparan los resultados obtenidos por petrofísica (porosímetro) y petrografía (análisis de imágenes):

1. Los resultados derivados de ambas técnicas no tienen por qué coincidir y de hecho tendrían que ser diferentes. Ello es debido a que los análisis de imágenes no pueden medir los criptoporos ni los microporos finos, en cambio los petrofísicos miden el total de la red poral.
2. Los valores obtenidos por los ensayos petrofísicos convencionales deberán mostrar un mayor valor de porosidad que la óptica. Deben examinarse con

precaución los casos en los que la relación es inversa (mayor porosidad óptica que petrofísica) pues el incremento puede deberse a "falsa porosidad" creada durante la confección de la sección delgada y la impregnación bajo bomba de vacío.

3. Sólo en el caso de areniscas muy bien seleccionadas, libre de matriz y de cemento arcilloso los resultados de ambas técnicas se aproximarán.

4. La diferencia entre la porosidad total (petrofísica) y la óptica puede ser utilizada como una aproximación de la cantidad de criptoporos y microporos finos los que tienen una limitada influencia sobre la permeabilidad. Este último punto es sumamente importante y será desarrollado en el Capítulo 16.

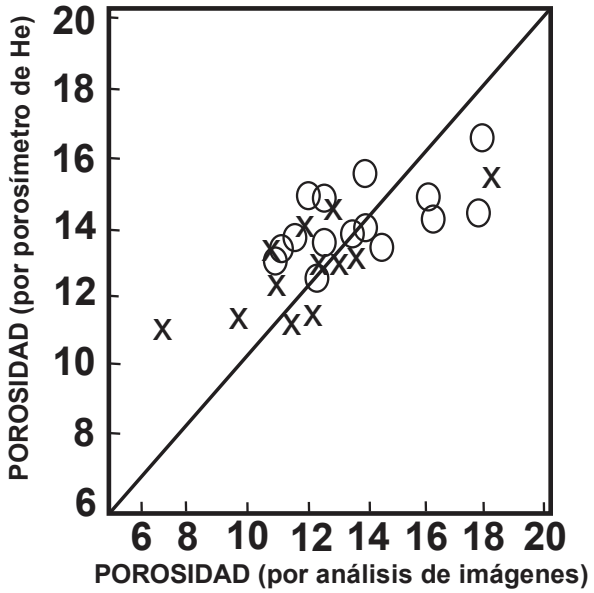


Fig. 10.28. Comparación de los valores de porosidad obtenidos por medio de un porosímetro de gas y por análisis de imágenes. La línea central representa la equivalencia perfecta (modificado de Ehrenberg y Boassen, 1993).

La geometría interna de los poros (por ejemplo, su rugosidad) y de los conductos que los vinculan (tortuosidad, presencia de cristales de arcillas, etc) puede también analizarse con mayor detalle utilizando el microscopio electrónico o *micro-scanners* de rayos X o neutrones combinados con programas de análisis de imágenes (Rabbani et al., 2021; Ni et al., 2021; Fig. 10.29).

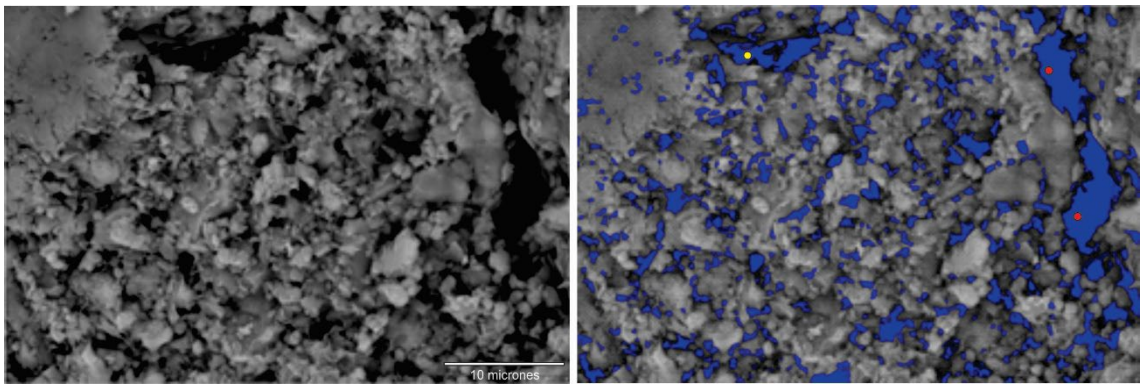


Figura 10.29 (página anterior). Ejemplo de la utilización del microscopio electrónico combinado con programas de análisis de imágenes para caracterizar la porosidad. A la izquierda imagen MEB, a la derecha la misma muestra procesada con Jmicrovision donde la porosidad ha sido marcada en azul, nótese que los criptoporos (menores a 20 micrones en este libro) predominan en la muestra con algunos microporos finos que se aproximan a 10 micrones (puntos rojos) y otros comprendidos entre 2 y 5 micrones (punto amarillo).

PERMEABILIDAD

La **permeabilidad** es la propiedad que presentan las rocas de permitir el pasaje de fluidos sin modificar su estructura ni alterar significativamente su fábrica. La permeabilidad (K) se expresa con la expresión señalada en la figura 10.30,

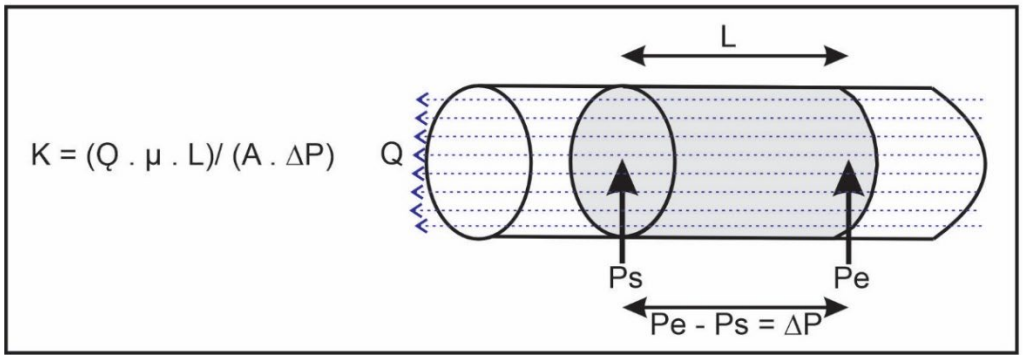


Figura 10.30. Representación esquemática de la medición de la permeabilidad

Donde Q representa el caudal de un fluido de viscosidad μ que fluye a través de una sección de longitud L y área A por efecto de una diferencia de presión P. La unidad es el darcy (D) y en las rocas normalmente se expresa en milidarcy (mD) (Fig. 7.30). Una representación esquemática del dispositivo para medir permeabilidad es mostrada en la figura 10.31.

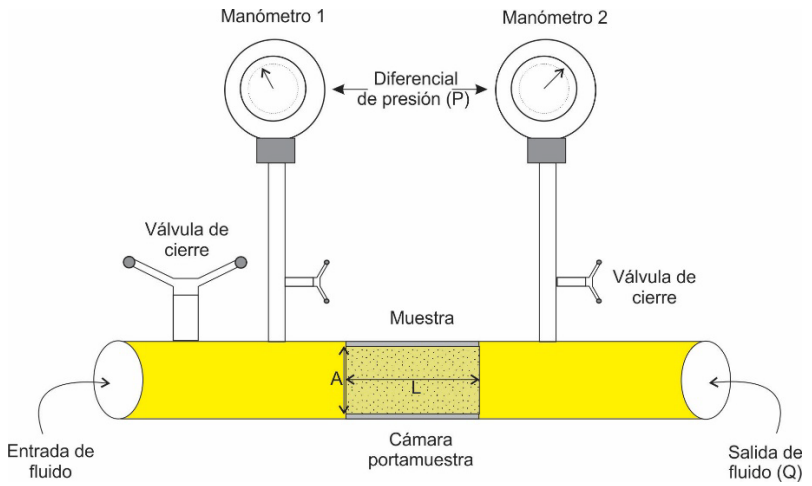


Figura 10.31. Representación esquemática de un dispositivo para la medición de la permeabilidad

Cuando la roca se encuentra saturada con un único fluido se denomina permeabilidad absoluta (K), sin embargo, en muchos casos, dos o más fases se encuentran dispuestas dentro del espacio poral, más frecuentemente agua-petróleo, petróleo-gas, agua-gas o las tres fases al mismo tiempo (agua-petróleo-gas). Se denomina permeabilidad efectiva a la correspondiente a cada una de las fases presentes dentro de la roca, utilizándose la notación Kw para el agua, Ko para el petróleo y Kg para el gas. Como al desplazarse dentro de la roca los distintos fluidos interactúan entre sí, la suma de las permeabilidades efectivas de todas las fases presentes siempre será menor que la permeabilidad absoluta (Tiab y Donaldson, 2004), o sea:

$$Kw + Ko + Kg < K$$

Un tercer tipo de permeabilidad corresponde a la permeabilidad relativa (Kr) la que se define como la relación entre la permeabilidad efectiva de una fase y la absoluta, por ejemplo,

$$Kro = Ko/K.$$

Como en el caso de la porosidad, la permeabilidad en reservorios arenosos o carbonáticos puede clasificarse desde distintos puntos de vista, incluyendo abundancia, origen y orientación (Tiab y Donaldson, 2004; Pemberton y Gingras, 2005; de Freitas et al., 2022). Con respecto al primer punto, y aunque no existe un valor normalizado internacionalmente, Tiab y Donaldson (2004) sugirieron el siguiente esquema de clasificación de la permeabilidad: pobre si K <1 mD, escasa 1 mD < K < 10 mD, moderada 10 mD < K < 50 mD, buena 50 mD < K < 250 mD y muy buena si K < 250 mD. Es aconsejable un doble control (repetir los ensayos petrofísicos) en aquellos ensayos de roca que arrojan valores superiores a 1000 mD. Finalmente, se considera al sistema poral "cerrado" ("tight") cuando la permeabilidad es menor a 1 mD.

En lo que corresponde al origen, existen algunos autores que distinguen entre permeabilidad primaria y secundaria, la primera resultante de procesos depositacionales y la segunda de factores diagenéticos o fracturación de la roca (Tiab y Donaldson, 2004). La distinción entre estos dos tipos de permeabilidad es a menudo compleja e incierta, salvo en el caso de la permeabilidad derivada de fracturas, la cual es claramente secundaria.

El término *"matrix permeability"* es a menudo confuso, pues si bien ha sido propuesto inicialmente para referirse a la permeabilidad primaria (véase Tiab y Donaldson, 2004), en ocasiones se usa para caracterizar la permeabilidad vinculada a zona de fracturas con abundante material fino. Desde otro punto de vista, y siempre con relación al origen de la permeabilidad, Pemberton y Gingras (2005) discutieron el incremento de la permeabilidad por procesos biogénicos reconociendo cinco escenarios principales: 1. Heterogeneidades texturales restringidas a la superficie; 2.

Heterogeneidades texturales sin restricciones, 3. Heterogeneidades texturales débilmente definidas, 4. Heterogeneidades texturales diagenéticas y 5. Bioturbación críptica.

Finalmente, debe tenerse en cuenta que en algunos casos la permeabilidad puede variar según se considere una orientación paralela, perpendicular u oblicua al estrato. En general, estas diferencias reflejan rasgos depositacionales, como por ejemplo orientación de minerales debido a estructuras sedimentarias, o en otros casos, postdepositacionales como distintos patrones de fracturas dentro de la roca (Tiab y Donaldson, 2004; Bjørlykke, 2010; Fazelalav, 2013; Shedid, 2019).

POROSIDAD, PERMEABILIDAD Y PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

Es lógico suponer que la permeabilidad de una roca está directamente relacionada con la porosidad efectiva, toda vez que la red poral aloja y es la vía de transporte de los fluidos. En algunos casos se ha reportado que el logaritmo de la permeabilidad presenta una relación lineal con la porosidad efectiva (Dutton y Diggs, 1992), pero en la mayoría de los casos esta relación es mucho más difusa. Como regla general puede señalarse que no siempre existe una relación unívoca entre permeabilidad y porosidad efectiva y, de hecho, muchas veces parecen comportarse en forma independiente.

Para ejemplificar lo dicho en la figura 10.32 se muestran tres campos que resultan de representar la relación porosidad-permeabilidad de algo más de 500 muestras. El gráfico en cuestión permite definir tres campos principales, en el “a” grafican aproximadamente el 78% de las muestras analizadas, mientras que en el b lo hacen el 17% y en el campo c algo menos del 5% restante. Por lo tanto, aunque existe una obvia tendencia al aumento de la permeabilidad con la porosidad, es sólo una relación que no permite definir una expresión cuantitativa. Lo dicho queda mejor ejemplificado si se observan las rectas rojas de la figura 10.32, arbitrariamente se ha tomado una porosidad del 25%, nótese que tomando únicamente los valores correspondientes al campo a, la permeabilidad varía dentro de un amplio margen entre 10 mD y más de 5000 mD. De igual forma si se toma una permeabilidad de 100 mD los valores de porosidad oscilan entre el 13% y 30% (línea azul en Fig. 10.32).

Por lo arriba señalado, la relación entre la porosidad y la permeabilidad no es tan simple como se podría esperar ya que numerosos factores afectan el pasaje de un fluido por el sistema poral como, por ejemplo: 1. La geometría y tamaño de los poros, 2. El tipo de minerales de arcilla presentes como cementos y/o matriz, 3. La superficie específica poral y 4. La abundancia e interconexión de gargantas porales, entre otros factores (Tiab y Donaldson, 2004; Limarino et al., 2020).

La geometría y el tamaño poral son variables críticas, dos rocas con similar porosidad pueden mostrar muy diferente permeabilidad debido a diferencias en la rugosidad poral, superficie específica poral (expresada por la relación perímetro/área), diámetros de cuellos porales, grado de interconexión poral, entre otras características.

El tipo de mineral de arcilla presente en el espacio intergranular de una arenisca juega también un papel fundamental en la permeabilidad, haciendo que rocas con una alta porosidad efectiva muestren una permeabilidad mucho más baja que lo esperado. Específicamente, la influencia del tipo de mineral de arcilla sobre la permeabilidad descansa en tres aspectos principales: 1. Su superficie específica, 2. El grado de sujeción de los cristales (particularmente en el caso de los cementos) y 3. La capacidad de aumento de volumen (*swelling*) que muestran algunas arcillas.

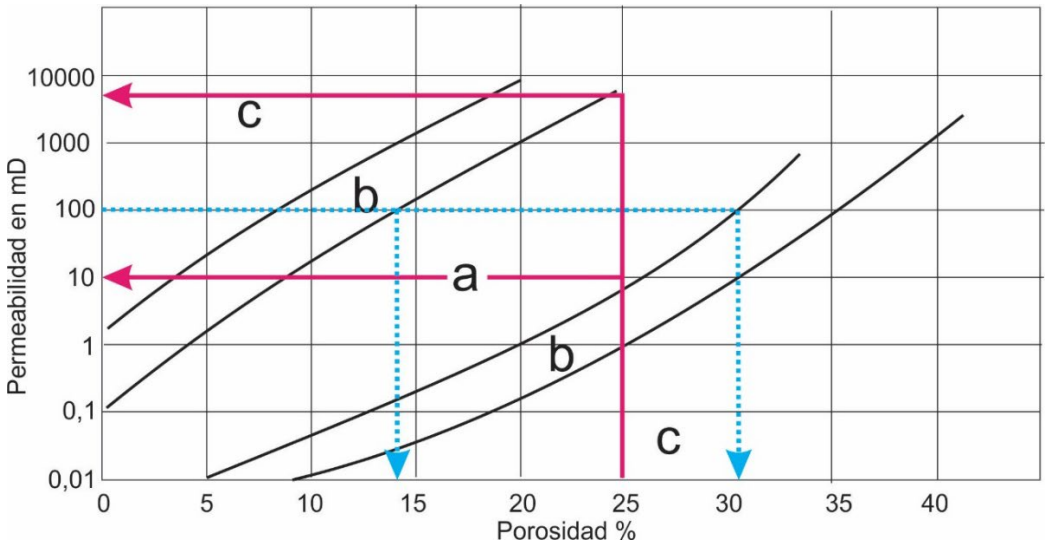


Figura 10.32. Diagrama binario mostrando la relación entre la permeabilidad (K) y la porosidad (P) sobre la base de más de 500 mediciones. Las líneas señalan campos de tendencia discutidos en el texto. Fuentes Greg King en https://www.e-education.psu.edu/png301/node/835 (PennState College), Limarino et al. (2020), Sanagua et al. (2002), Salomone et al. (2002) y datos propios.

En el caso de la superficie específica, las arcillas debido a su forma laminar muestran mayor superficie específica que otros minerales, siendo la superficie específica (Se),

Se = Superficie del mineral / volumen del mineral (en algunos casos reemplazada por el peso y expresada en m^2/g)

La importancia de la superficie específica queda plasmada en la ecuación de Kozeny-Carman, la que, si bien no predice exactamente la permeabilidad, nos brinda una aproximación conceptual entre permeabilidad, porosidad y las características de los poros con relación a la fracción clástica (para una síntesis véase Rabbani y Jamshidi, 2014):

$$K = \phi^3 / c\,(1-\phi)^2 S^2,$$

donde K es la permeabilidad, ϕ es la porosidad, c la constante de Kozeny y S la superficie específica de la red poral.

Nótese que la superficie específica de la red poral se define como el cociente entre el área del medio poral y el volumen total del grano (Rabbani y Jamshidi, 2014), el que está fuertemente influenciado por la alta superficie específica de las arcillas que tapizan los poros. De acuerdo con la ecuación de Kozeny-Carman, manteniendo constante la porosidad, a mayor superficie específica menor permeabilidad.

En el cuadro de la figura 10.33 se muestra la superficie específica aproximada para distintos minerales de arcilla, nótese que para cada mineral puede haber variaciones significativas pues depende, entre otros factores, del grado de cristalinidad.

Minerales de arcilla	Superficie específica (m^2/g)	Textura del cemento	Efecto sobre la permeabilidad
Montmorillonita	50 - 800	Cemento de oclusión	Muy negativo
		Cemento tipo rim	Variable de negativo a moderado
Illita	50 - 150	Cemento de oclusión fibroso (pelos)	Muy negativo a negativo
		Cemento de oclusión "pseudo-boxwork"	Negativo a muy negativo
		Cemento rim discontinuo	Moderado a leve
Hectorita	30 - 100	Cemento de oclusión	Variable moderado a negativo
		Cemento tipo rim	Moderado a leve
Clorita	10 - 150	Cemento de oclusión	Moderado a negativo
		Cemento rim alta superficie	Moderado
		Cemento rim baja superficie	Leve a moderado
Caolinita	10 - 25	Cemento de oclusión	Leve

Figura 10.33. Rangos de superficies específicas y texturas de los principales cementos arcillosos mostrando su efecto sobre la permeabilidad.

Por regla general, a mayor superficie específica de la arcilla que cubren las paredes porales o se distribuyen dentro de los poros, menor permeabilidad. Es así como la presencia de ciertas arcillas como las esmectitas y la illita puede resultar mucho más perniciosas para la permeabilidad que en el caso de la caolinita (Fraser, 1935; Chilingar, 1964; Beard y Weyl, 1973; Cade et al., 1994, Figs 10.33 y 10.34).

En particular, el grupo de las esmectitas incluye arcillas capaces de incorporar moléculas de agua produciendo su expansión dentro de la red poral con un efecto muy negativo sobre la permeabilidad (por ejemplo, montmorillonita y en menor medida hectorita, Fig. 10.33, véase Capítulo 16). Esta situación parece atenuarse en el caso de la beidelita cuyo grado de expansión es mucho menor.

En general, para una misma porosidad, las areniscas con importante proporción de cemento de illita serán menos permeables que aquellas en las que domina la clorita, aumentando la permeabilidad en el caso de las dominadas por caolinita (Fig. 10.34).

Por otro lado, el impacto sobre la permeabilidad de las arcillas no depende exclusivamente de la especie mineral, sino también de la fábrica del cemento arcilloso. La figura 10.35 muestra algunos casos a modo de ejemplo, en la situación A la formación

de puentes de illita, que se prolongan de un clasto al otro obliterando parcialmente el poro, puede producir una marcada disminución en la permeabilidad, a lo que se suma que los cristales de illita, en este tipo de fábrica, pueden tener un bajo grado de sujeción, lo que favorece la migración de arcillas durante la migración de fluidos (Fig. 10.35).

El ejemplo B muestra masas de cristales de illita que se adhieren a sólo una de las paredes porales, en estos casos, el efecto sobre la permeabilidad dependerá de cuanto la illita oblitera el poro y la sujeción de los cristales. En C se ejemplifican tres situaciones en la que aumenta el efecto negativo de la esmectita sobre la permeabilidad, en la primera forma cemento tipo rim poco expandible, la segunda corresponde a coberturas de esmectitas expandibles y la tercera a esmectitas como cemento de oclusión (Fig. 10.35).

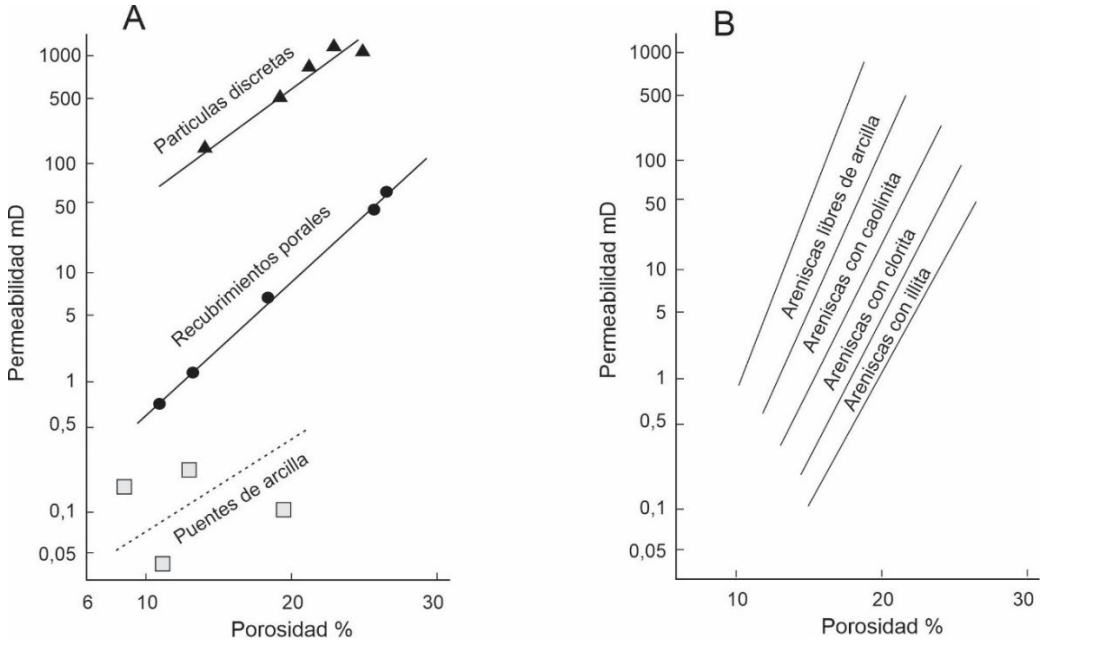


Figura 10.34. A. Efecto sobre la permeabilidad de los distintos tipos de arcillas (tomado de Byrnes, 1994); B. Representación esquemática del efecto del porcentaje de material fino y la granulometría sobre la permeabilidad.

Finalmente, el efecto de los cementos de cobertura de clorita sobre la permeabilidad depende en gran medida de la fábrica del cemento (véase Capítulo 9). En el caso de cristales elongados sobre la superficie de los clastos la permeabilidad será poco afectada, pero el efecto negativo aumenta cuando los cristales se disponen perpendiculares a la superficie de los clastos, ya que aumenta la rugosidad y la superficie específica de los poros (Fig. 10.35).

Por otra parte, se han desarrollado modelos para predecir la permeabilidad a partir de la porosidad y otros parámetros que pueden dividirse en tres clases principales: 1. Basadas en el tamaño de grano, 2. El área superficial de los poros o 3. Dimensiones de los poros (Nelson, 1994; Cade et al., 1994; Payton et al., 2022). Los modelos basados en el tamaño de grano sugieren que la permeabilidad es proporcional al cuadrado del tamaño del grano multiplicado por la porosidad elevada (aproximadamente) a la quinta potencia.

Los modelos que consideran el área poral muestran que la permeabilidad es proporcional a la inversa del cuadrado del área superficial del poro multiplicado por la porosidad elevada (aproximadamente) a la cuarta potencia. Finalmente, cuando se consideran las dimensiones de los poros la permeabilidad parece ser proporcional al cuadrado de una dimensión del poro multiplicado por la porosidad elevada a una potencia de (aproximadamente) dos (Nelson, 1994; Cade et al., 1994; Payton et al., 2022). Las altas potencias a las que son elevados los datos de porosidad son necesarias para compensar los tamaños porales más pequeños (criptoporosidad), ya que en algunas situaciones estos son los que más controlan la permeabilidad (especialmente para el gas), como por ejemplo en areniscas muy finas y con abundante matriz.

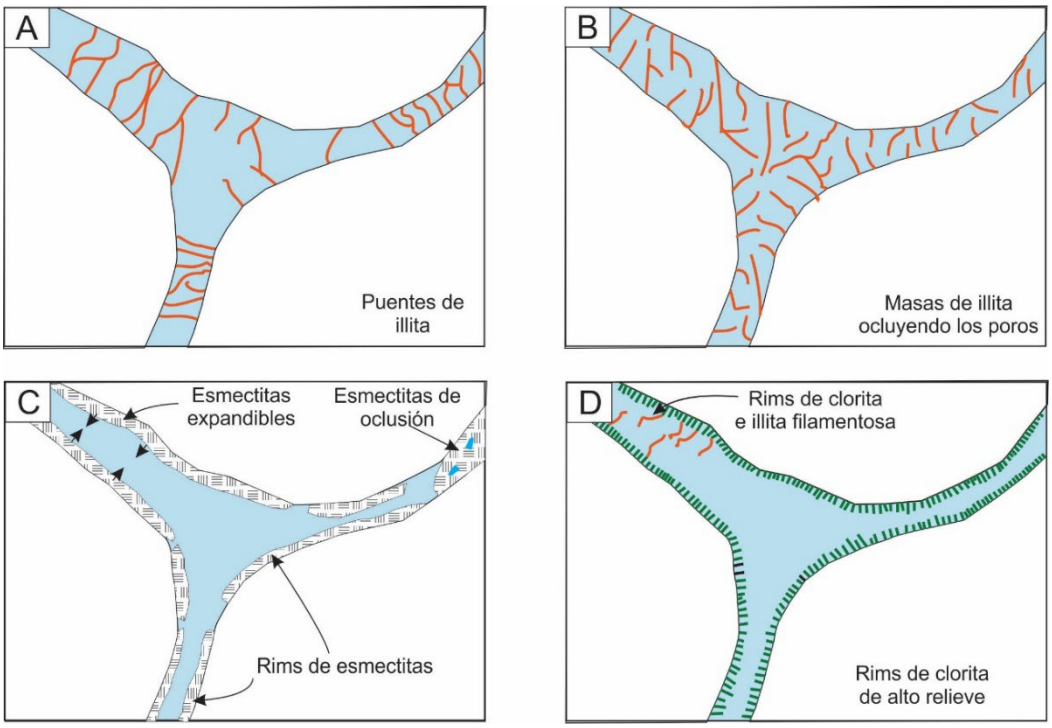


Figura 10.35. Ejemplo del impacto sobre la permeabilidad de diferentes tipos de cementos arcilloso. Para explicación véase el texto.

Más allá de los modelos señalados, la permeabilidad aumenta con la disminución en el porcentaje de material fino (limo y arcilla) y también al incrementarse el tamaño de grano desde las areniscas finas a las muy gruesas (Chilingar, 1964, Fig. 10.36)

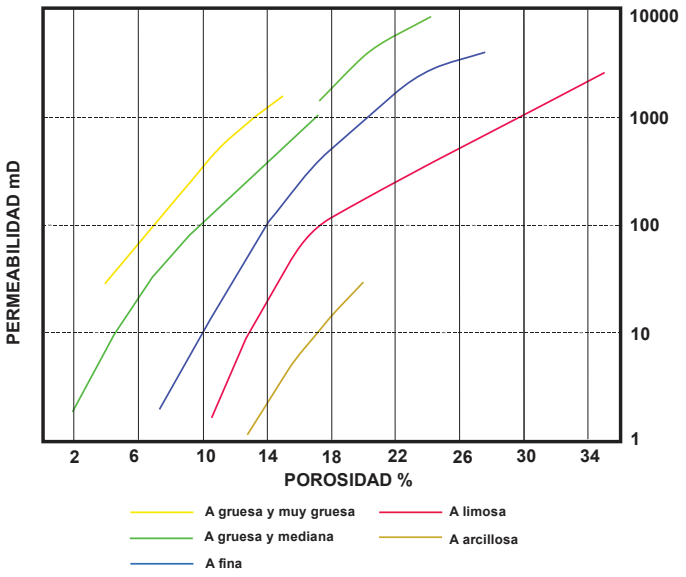


Fig. 10.36. Relación entre la porosidad y la permeabilidad para arenas y areniscas de diferentes granulometrías (modificado de Chilingar, 1964).

BIBLIOGRAFIA

Ajdukiewicz, J. M., & Lander, R. H. (2010). Sandstone reservoir quality prediction: The state of the art. AAPG Bulletin, 94(8): 1083-1091.

Anderson, G. (1975). Coring and core analysis handbook. Petroleum Publishing Co, Tulsa, USA.

Angevine, C. L., Heller, P. L., & Paola, C. (1990). Quantitative sedimentary basin modeling. American Association of Petroleum Geologists, Chapter 3: 7-19.

Anselmetti, F. S., Luthi, S., & Eberli, G. P. (1998). Quantitative characterization of carbonate pore systems by digital image analysis. AAPG Bulletin, 82(10): 1815-1836.

Araz, A., & Kamyabi, F. (2021). Experimental study of combined low salinity and surfactant flooding effect on oil recovery. Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies Nouvelles, 76: 4.

Beard, D., & Weyl, P. K. (1973). Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. AAPG Bulletin, 57(2): 349-369.

Berrezueta, E., & Kovacs, T. (2017). Application of optical image analysis to the assessment of pore space evolution after CO2 injection in sandstones. A case study. Journal of Petroleum Science and Engineering, 159: 679-690.

Bjørlykke, K. (2010). Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics. Springer Science & Business Media.

Bjørkum, P. A., Oelkers, E. H., Nadeau, P. H., Walderhaug, O., & Murphy, W. M. (1998). Porosity prediction in quartzose sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite frequency, and hydrocarbon saturation. AAPG Bulletin, 82(4): 637-648.

Blatt, H., Middleton, G. V., & Murray, R. C. (1980). Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, NJ, 197.

Bloch, S. (1991). Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones. AAPG Bulletin 75 (7): 1145–1160.

Bloch, S. (1994). Petrographic analysis of porosity and permeability. En Wilson D.M (editor) Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. SEPM Short course 30: 247-258.

Boggs Jr, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge university press. 600 páginas.

Byrnes, A. P. (1994). Prediction of permeability and capillary pressure. En Wilson M.D. (editor) Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. Society for Sedimentary Geology Course 30: 349-355.

Cade, C.A., Evans, I.J., & Bryant, S.L. (1994). Analysis of permeability controls: a new approach. Clay Minerals, 29(4): 491-501.

Chepikov, K. P., Yermolova, Y. P., & Orlova, N. A. (1961). Corrosion of quartz grains and examples of the possible effect of oil on the reservoir properties of sandy rocks. Doklady of the Academy of Sciences, USSR, Earth Science Sections, 140: 1111-1113.

Chilingar, G. (1964). Relationship between porosity, permeability, and grain-size distributions of sands and sandstones. Developments in Sedimentology, 1: 71-75.

Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, 54(2): 207-250.

Chuhan, F. A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K., & Høeg, K. (2003). Experimental compression of loose sands: relevance to porosity reduction during burial in sedimentary basins. Canadian Geotechnical Journal, 40(5): 995-1011.

Curry, C. W., Bennett, R. H., Hulbert, M. H., Curry, K. J., & Faas, R. W. (2004). Comparative study of sand porosity and a technique for determining porosity of undisturbed marine sediment. Marine Georesources and Geotechnology, 22(4): 231-252.

Damanti, J.F., & Jordan, T.E. (1989). Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. AAPG Bulletin 73 (7): 858-873.

de Freitas, K. L. F., da Silva, P. N., Faria, B. M., Gonçalves, E. C., Rios, E. H., Nobre-Lopes, J., ... & de Vasconcelos Azeredo, R. B. (2022). A data mining approach for automatic classification of rock permeability. Journal of Applied Geophysics, 196, 104514.

Dickinson, W. W., & Ward, J. D. (1994). Low depositional porosity in eolian sands and sandstones, Namib Desert. Journal of Sedimentary Research, 64(2a): 226-232.

Dutton S.P., & Diggs T.N. (1992). Evolution of porosity and permeability in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. AAPG Bulletin 76: 252-269.

Ehrenberg, S. N., & Boassen, T. (1993). Factors controlling permeability variation in sandstones of the Garn Formation in Trestakk Field, Norwegian continental shelf. Journal of Sedimentary Research, 63(5): 929-944.

Ehrlich, R., Crabtree, S. J., Horkowitz, K. O., & Horkowitz, J. P. (1991). Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity (1). AAPG Bulletin, 75(10): 1547-1562.

Ehrlich, R., Kennedy, S. K., Crabtree, S. J., & Cannon, R. L. (1984). Petrographic image analysis; I, Analysis of reservoir pore complexes. Journal of Sedimentary Research, 54(4): 1365-1378.

Ellis, A. J., & Lee C. H. (1919). Geology and ground waters of the western part of San Diego County, California: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 446: 121-123.

Fazelalav, M. (2013). The relation between vertical and horizontal permeability, Arbuckle Formation, Wellington field, Kansas geological survey, open-file. Journal of Environmental Geology, 50: 1025-1039.

Fraser, H. J. (1935). Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. The Journal of Geology, 43(8): 910-1010.

Gaither, A. (1953). A study of porosity and grain relationships in experimental sands. Journal of Sedimentary Research, 23(3): 180-195.

Ghiasi-Freez, J., Soleimanpour, I., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Ziaii, M., Sedighi, M., & Hatampour, A. (2012). Semi-automated porosity identification from thin section images using image analysis and intelligent discriminant classifiers. Computers & Geosciences, 45: 36-45.

Gier, S., Worden, R. H., Johns, W. D., & Kurzweil, H. (2008). Diagenesis and reservoir quality of Miocene sandstones in the Vienna Basin, Austria. Marine and Petroleum Geology, 25(8): 681-695.

Giles, M.R., & De Boer, R.B. 1990. Origin and significance of redistributional secondary porosity. Marine and Petroleum Geology 7 (4): 378–397.

Graton, L. C., & Fraser, H. J. (1935). Systematic packing of spheres: with particular relation to porosity and permeability. The Journal of Geology, 43 (8): 785-909.

Houseknecht, D. W. (1987). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: AAPG Bulletin, 71(6): 633–642.

Lee, E. Y., Kominz, M., Reuning, L., Gallagher, S. J., Takayanagi, H., Ishiwa, T., ... & Wagreich, M. (2021). Quantitative compaction trends of Miocene to Holocene carbonates off the west coast of Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 68(8): 1149-1161.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88: 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98, 102480.

Loucks, R. G., Dodge, M. M., & Galloway, W. E. (1979). Sandstone Consolidation Analysis to Delineate Areas of High Quality Reservoirs Suitable for Production of GeoPressured Geothermal Energy Along the Texas Gulf Coast. 97 p.

Loucks, R. G., Dodge, M. M., & Galloway, W. E. (1984). Regional controls on diagenesis and reservoir quality in lower Tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast: Part 1. Concepts and principles. https://doi.org/10.1306/M37435C2.

Lundegard, P. D. (1992). Sandstone porosity loss a "big picture" view of the importance of compaction. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 250–260.

Ludwick, J. C. (1956). A volumeter for measuring porosity of incoherent sands. Journal of Sedimentary Research, 26(3): 276-283.

Meinzer, O. E. (1923). The occurrence of ground water in the United States: With a discussion of principles (Vol. 489). US Government Printing Office.

Marenssi, S. A., Díaz, M., & Limarino, C. O. (2023). Depositional and diagenetic controls on sandstone compactional fabrics in an Andean broken foreland basin, the Miocene Vinchina formation, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 122, 104168.

Ma, B., Cao, Y., & Jia, Y. (2017). Feldspar dissolution with implications for reservoir quality in tight gas sandstones: evidence from the Eocene Es4 interval, Dongying Depression, Bohai Bay Basin, China. Journal of Petroleum Science and Engineering, 150: 74-84.

McBride, E. F., Diggs, T. N., & Wilson, J. C. (1991). Compaction of Wilcox and Carrizo sandstones (Paleocene-Eocene) to 4420 m, Texas Gulf Coast. Journal of Sedimentary Research, 61(1): 73-85.

Milliken, K. L., McBride, E. F., & Land, L. S. (1989). Numerical assessment of dissolution versus replacement in the subsurface destruction of detrital feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. Journal of Sedimentary Research, 59(5): 740-757.

Monicard, R. P. (1981). Properties of reservoir rocks: core analysis. Editions Technip. Paris. 56 p.

Monsees, A. C., Busch, B., & Hilgers, C. (2021). Compaction control on diagenesis and reservoir quality development in red bed sandstones: a case study of Permian Rotliegend sandstones. International Journal of Earth Sciences, 110(5): 1683-1711.

Nelson, P.H. (1994). Permeability-porosity relationships in sedimentary rocks. The Log Analyst, 35 (3): 38-62.

Net, L. I., & Limarino, C. O. (2000). Caracterización y origen de la porosidad en areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero superior), Cuenca Paganzo, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 7(1-2): 49-72.

Ni, H., Liu, J., Huang, B., Pu, H., Meng, Q., Wang, Y., & Sha, Z. (2021). Quantitative analysis of pore structure and permeability characteristics of sandstone using SEM and CT images. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 88, 103861.

Pal, A., Garia, S., Ravi, K., & Nair, A. M. (2018). Porosity estimation by digital image analysis. ONGC Bulletin, 53(2), 59.

Paxton, S. T., Szabo, J. O., Ajdukiewicz, J. M., & Klimentidis, R. E. (2002). Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. AAPG Bulletin, 86(12): 2047–2067.

Payton, R. L., Chiarella, D., & Kingdon, A. (2022). The influence of grain shape and size on the relationship between porosity and permeability in sandstone: a digital approach. Scientific Reports, 12(1), 7531.. https://doi.org/10.1038/s41598-022-11365-8.

Pemberton, S. G., & Gingras, M. K. (2005). Classification and characterizations of biogenically enhanced permeability. AAPG Bulletin, 89(11): 1493-1517.

Pittman, E. D. (1979). Porosity diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs. En Aspect of the Diagenesis, editado por Scholle, P.A. y Schluger, P.R., Special Publication SEPM: 159-173.

Pryor, W. A. (1973). Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. AAPG Bulletin, 57(1): 162-189.

Rabbani, A., Fernando, A. M., Shams, R., Singh, A., Mostaghimi, P., & Babaei, M. (2021). Review of data science trends and issues in porous media research with a focus on image-based techniques. Water Resources Research, 57(10): 1-44.

Rabbani, A., & Jamshidi, S. (2014). Specific surface and porosity relationship for sandstones for prediction of permeability. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 71:25-32.

Ramm, M., & Bjørlykke, K. (1994). Porosity/depth trends in reservoir sandstones: Assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian Shelf data. Clay Minerals, 29(4): 475-490.

Salomone, G., Biocca, M. I., Amoroso, A., Arocena, J. C., Ronanduano, G., Guerberoff, D., & Palacio, L. (2002). Cuenca del Golfo San Jorge: los reservorios del flanco sur. Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 155-174.

Sanagua, J., Hlebszevitsch, J., & Suárez, F. (2002). Los reservorios del flanco oeste. En Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 175-198.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N°1: 259 páginas.

Scherer, M. (1987). Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. AAPG Bulletin, 71(5): 485-491.

Schmidt, V., & McDonald, D. A. (1979). Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. https://doi.org/10.2110/pec.79.26.0209.

Schmidt, V., McDonald, D. A., & Platt, R. L. (1977). Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 25(2): 271-290.

Selley, R. C. (1978). Porosity gradients in North Sea oil-bearing sandstones. Journal of the Geological Society, 135(1): 119-132.

Shanmugam, G. (1984). Secondary porosity in sandstones: basic contributions of Chepikov and Savkevich. AAPG Bulletin, 68(1): 106-107.

Shanmugam, G. (1985). Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. En Provenance of Arenites (pp. 115-137). Dordrecht: Springer Netherlands.

Shedid, S. A. (2019). Vertical-horizontal permeability correlations using coring data. Egyptian Journal of Petroleum, 28(1): 97-101.

Tavakoli, V. (2018). Geological core analysis: Application to reservoir characterization (Vol. 99). Springer International Publishing.

Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2004). Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. Segunda edición, 889 páginas. Elsevier.

Tickell, F. G., Mechem, O. E., & McCurdy, R. C. (1933). Some studies on the porosity and permeability of rocks. Transactions of the AIME 103(01): 250-260.

Tickell, F. G., & Hiatt, W. N. (1938). Effect of angularity of grain on porosity and permeability of unconsolidated sands. AAPG Bulletin, 22(9): 1272-1274.

Van den Berg, E. H., & De Vries, J. J. (2003). Influence of grain fabric and lamination on the anisotropy of hydraulic conductivity in unconsolidated dune sands. Journal of Hydrology, 283(1-4): 244-266.

Wilkinson, M., Milliken, K. L., & Haszeldine, R. S. (2001). Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. Journal of the Geological Society, 158(4): 675-683.

Wilson, J.C., & McBride, E.F. (1988). Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura basin, California. AAPG Bull. 72: 664-681.

Wilson, M.D., & Stanton, P. T. (1994). Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. En Wilson, M.D. editor, Reservoir Quality assessment and prediction in clastic rocks. SEPM Short Course 30: 59-118.

Wong, T. F., & Baud, P. (1999). Mechanical compaction of porous sandstone. Oil & Gas Science and Technology, 54(6): 715-727.

Worden, R. H., & Burley, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. En Sandstone diagenesis: Recent and ancient. Stuart D. Burley and Richard H. Worden (Eds): 1-44.

Worden, R. H., Mayall, M., & Evans, I. J. (2000). The effect of ductile compaction and quartz cementation on porosity and permeability in Tertiary clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality. AAPG Bulletin 84: 345–359.

Yan, Y., Zhang, L., Luo, X., Li, C., & Hu, F. (2018). A new method for calculating the primary porosity of unconsolidated sands based on packing texture: Application to modern beach sand. Marine and Petroleum Geology, 98: 384-396.

Yiming, Y., Zhang, L., & Luo, X. (2019). Calculating the primary porosity of unconsolidated sands based on packing texture: Application to braided river sands. Marine and Petroleum Geology, 107: 515-526.

Yuan, G., Cao, Y., Schulz, H. M., Hao, F., Gluyas, J., Liu, K., ... & Li, F. (2019). A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: From shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs. Earth-Science Reviews, 191: 114-140.

CAPÍTULO 11: AUTIGÉNESIS DE TECTOSILICATOS

- *Introducción*
- *Cementos de cuarzo*
- *Origen del cemento silíceo*
- *Cementos de feldespatos*
- *Cementos de zeolitas*

INTRODUCCIÓN

Los cementos de tectosilicatos como el cuarzo, las zeolitas y los feldespatos son frecuentes tanto en areniscas como en conglomerados y su formación se produce en diferentes condiciones y etapas de la diagénesis. Los principales tipos de minerales autigénicos correspondientes a tectosilicatos son mostrados en la Tabla 11.1, aunque allí se listan varios minerales, el cuarzo y en segundo lugar las zeolitas son los más abundantes.

Desde el punto de vista estructural, los tectosilicatos desarrollan un patrón tetraédrico con una relación catión:oxígeno 1:2 y una fórmula general TO_4, donde T puede ser sílice o aluminio y O oxígeno (Armbruster y Gunter, 2001). En esta configuración los átomos de oxígeno son compartidos con los tetraedros adyacentes.

Dentro de los tectosilicatos, el cuarzo (SiO_2) muestra la estructura más simple (cuarzo-α trigonal y cuarzo-β hexagonal) con un balance de cargas igual a cero, dado por la relación un átomo de Si^{4+} y dos O^{2-}. En los feldespatos el Al sustituye parcialmente al Si, así un arreglo balanceado Si_4O_8 pasa a $[AlSi3O8]^{1-}$, donde la carga negativa es compensada por K^+ o Na^+ resultando en ortosa ($KAlSi_3O_8$) o albita ($NaAlSi_3O_8$) respectivamente. La máxima sustitución de Si por Al corresponde a $[Al_2Si_2O_8]^{2-}$ compensada por Ca^{2+} formando la anortita que es el extremo cálcico de la serie isomorfa de las plagioclasas.

En el caso de las zeolitas son químicamente semejantes a los feldespatos, pero incorporan agua en su estructura, así como también iones monos y divalentes para compensar las cargas (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Ba^{2+}).

En este capítulo los tres tipos de cementos son tratados por separado y se discuten sus características, origen y condiciones diagenéticas de formación.

CEMENTOS DE CUARZO

El cuarzo es el tectosilicato más frecuente en cementos de areniscas, aparece en dos variedades principales, como cemento de borde (crecimiento secundario de cuarzo en

continuidad óptica o coberturas de cuarzo sin continuidad óptica) y como cemento de oclusión (megacuarzo y microcuarzo, Figs. 11.1 y 11.3).

El crecimiento secundario de cuarzo (*quartz overgrowth*), es aquel en donde sobre un clasto de cuarzo ha precipitado en continuidad óptica sílice, de manera que el cemento formado tiende a reproducir formas cristalinas (principalmente piramidales). Además, en sección delgada los crecimientos secundarios de cuarzo se reconocen por su aspecto límpido y estar en general libres de inclusiones fluidas cuando se lo compara con el grano hospedante (Figs. 11.1, 11.2 y 11.3).

CEMENTOS DE TECTOSILICATOS			
Mineral	***Composición Química***	***Sistema Cristalino***	***Observaciones***
Cuarzo α	SiO_2	trigonal	Se presentan como crecimiento secundario, microcuarzo o megacuarzo
Cuarzo β	SiO_2	hexagonal	
Calcedonia	SiO_2	Microcristalina, trigonal	Hábito fibroso, la orientación de los cristales pueden ser largo-rápido o largo-lento
Ópalo	$SiO_2.nH_2O$	Amorfo	Tanto como cemento de borde u oclusión. Excepcionalmente encontrado en unidades más antiguas que el Terciario
Albita	NaAlSi3O8	Triclínica	Comúnmente como delgados crecimientos secundarios sobre plagioclasas
Ortosa	KAlSi3O8	Monoclínica	Comúnmente como delgados crecimientos secundarios sobre clastos de ortosa, microclino y sanidina
Analcima	$Na_{16}[Al_{16}Si_{32}O_{96}]\cdot 16H_2O)$	Triclínico	Frecuentemente como cemento de oclusión de muy baja birrefringencia
Heulandita	$(Na,K)Ca_4[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 24H_2O$	Monoclínico	Similar a la analcima en la baja birrefringencia, pero los cristales suelen mostrar clivaje mejor desarrollado
Clinoptilolita	$(Na,K)_6[Al_6Si_{30}O_{72}]\cdot 20H_2O$	Monoclínico	Suele aparecer en cristales pequeños, generalmente de hábito tabular y hasta laminar, formando agregados desordenados
Laumontita	$Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 18H_2O)$	Monoclínico	Forma distintas texturas que incluyen desde agregados microgranulares hasta cementos poikilíticos
Mordenita	$(Na_2,K_2,Ca)_4[Al_8Si_{40}O_{96}]\cdot 28H_2O$	Ortorómbico	Suele presentarse como relleno de fracturas y fisuras formando un delgado cemento tipo *rim*

Tabla 11.1. Principales cementos de tectosilicatos en areniscas y conglomerados.

Sin embargo, la presencia de un pequeño número de inclusiones fluidas no es infrecuente, tanto en crecimientos secundarios como en cemento de megacuarzo (Fig. 11.2). Dentro del crecimiento secundario, las inclusiones fluidas pueden aparecer en cualquier sitio, aunque son más frecuentes próximas al límite con el clasto hospedante (Guscott y Burley, 1993; Goldstein y Reynolds, 1994; Goldstein, 2001). En el caso del megacuarzo, las inclusiones por lo general forman alineamientos concéntricos que dan cuenta del crecimiento del cemento (Goldstein y Reynolds, 1994, Fig. 11.2).

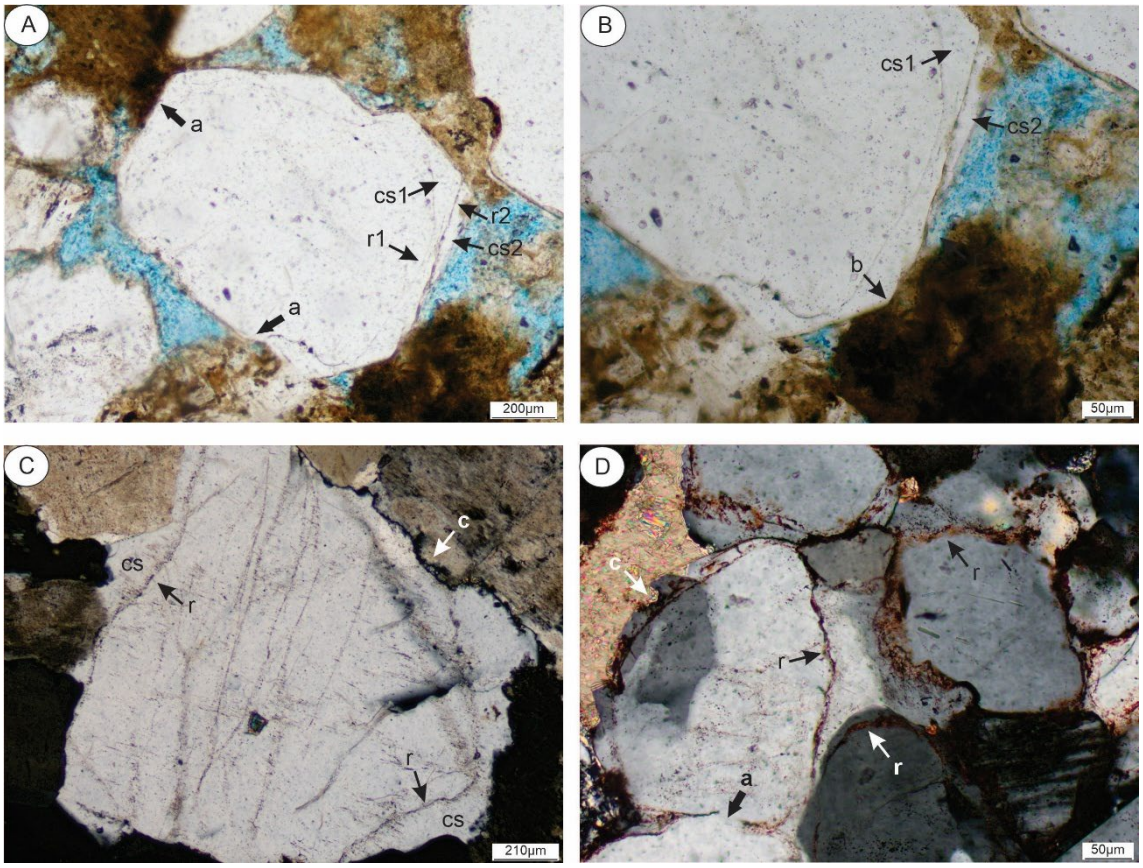


Figura 11.1. Ejemplos de crecimiento secundario de cuarzo: A. Clasto de cuarzo en el que una muy delgada película arcillosa (r) separa al clasto de dos generaciones de crecimiento secundario (cs1 y cs2), nótese que en el contacto entre el clasto de cuarzo y un fragmento lítico el cs2 se interrumpe (a); B. Detalle de la foto anterior mostrando las dos generaciones de crecimiento secundario (cs1 y cs2) y como cs2 se interrumpe en el contacto entre cs1 y un fragmento lítico (b); C. Vista del crecimiento secundario (cs), en ocasiones de hábito piramidal, separado del grano de cuarzo por un delgado *rim* arcilloso (r), obsérvese un posterior evento de disolución y la precipitación de cemento de calcita que produce caries sobre el cemento silíceo (c); D. Varios clastos de cuarzo exhibiendo crecimiento secundario separado por una delgada película arcillosa-hematítica (r), texturas en caries y el cemento de calcita son mostradas en c. Fotos A y B con nicoles paralelos, C y D con nicoles cruzados.

En lo que respecta al origen de las inclusiones fluidas, como bien señalara Goldstein (2001), el análisis petrográfico es crítico para determinar su génesis, pudiéndose dividir en inclusiones fluidas primarias, secundarias, pseudo-secundarias o de origen indeterminado. Las inclusiones primarias son aquellas en donde los fluidos fueron

atrapados durante el crecimiento del cristal (en este caso cemento), las secundarias se formaron luego del crecimiento del cemento y las pseudosecundarias corresponden principalmente a fluido alojado en microfracturas y otros rasgos deformacionales producidos durante el crecimiento de los cristales (Guscott y Burley, 1993; Goldstein, y Reynolds, 1994; Goldstein, 2001, 2003; Fig. 11.2).

Como las inclusiones fluidas son vacuolas atrapadas dentro de los cementos durante su crecimiento, aportan una medición directa de la temperatura (o temperaturas en el caso de varias generaciones de inclusiones) alcanzada durante la diagénesis (Goldstein y Reynolds, 1994; Goldstein, 2001).

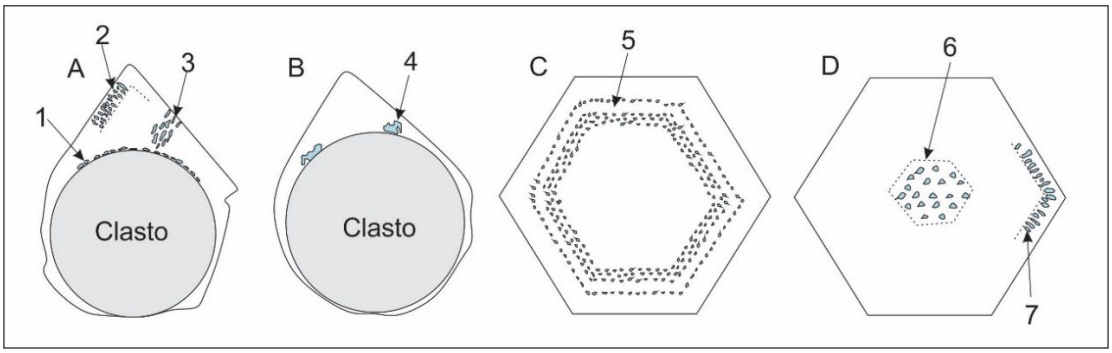


Figura 11.2. Distintos tipos de inclusiones fluidas: A y B. Inclusiones primarias en la interfase entre el clasto y el crecimiento secundario (1 y 4), en la separación entre dos eventos de crecimiento secundario (2) o en forma continua (3). C y D. Presencia de inclusiones fluidas dentro del cemento cuarzoso de oclusión (en este caso megacuarzo), las inclusiones se disponen en alineamientos concéntricos que señalan las fases de crecimiento del cemento (6 y 7). Para más información véase Goldstein y Reynolds (1994) y Goldstein (2001).

La formación de crecimientos secundarios de cuarzo es favorecida por varios factores. En primer lugar, las altas proporciones (en general mayores al 80%) de granos de cuarzo detrítico en la arenisca, ya que los crecimientos secundarios de sílice en continuidad óptica no se forman sobre otro tipo de clastos. Es por ello que en las arenitas cuarzosas el crecimiento secundario es frecuentemente el cemento dominante.

Otra variable es la velocidad de precipitación, la que guarda estrecha relación con la concentración de sílice en el fluido poral. En general, bajas velocidades de precipitación favorecen un mejor acomodamiento de los átomos de Si y O sobre la superficie de los clastos, y consecuentemente, un mejor ordenamiento de la red cristalina del cemento. Como los átomos de Si y O se ordenan más rápidamente sobre el eje cristalográfico c, que sobre los ejes a y b, los crecimientos secundarios de cuarzo son más gruesos y mejor desarrollados sobre este eje (Makowitz y Sibley, 2001). Esto explica los espesores generalmente irregulares del crecimiento secundario frecuentemente observados en sección delgada, en aquellos casos en los que los crecimientos secundarios presentan un espesor similar, probablemente el grano de cuarzo ha sido cortado en el plano correspondiente a ab de los ejes cristalográficos (Makowitz y Sibley, 2001).

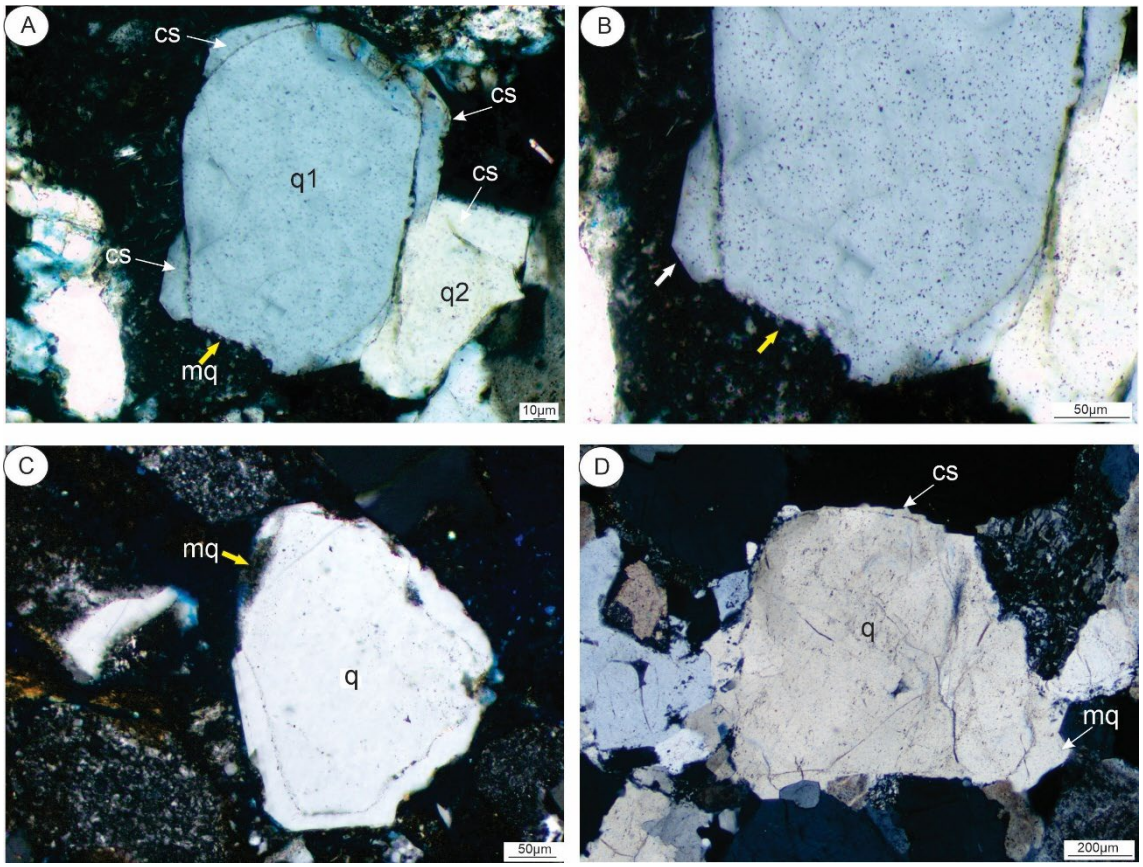


Figura 11.3. Crecimiento secundario de cuarzo y su relación con el micro y megacuarzo: A. Clastos de cuarzo (q1 y q2) con crecimientos secundarios (cs), nótese la precipitación de microcuarzo (mq) como cemento de oclusión luego de la parcial disolución del cemento silíceo; B. Detalle de la imagen anterior la flecha blanca muestra crecimiento secundario que reproduce formas cristalinas y la flecha amarilla zonas de disolución del crecimiento secundario; C. Clasto de cuarzo y el crecimiento secundario que muy probablemente cubrió la mayor parte del grano, un evento posterior de disolución fue seguido por la precipitación de microcuarzo (mq); D. Ejemplo opuesto a C donde el crecimiento secundario (cs) parece haber sido discontinuo originalmente, mq indica cementos de megacuarzo. Todas las imágenes con nicoles cruzados.

Sin embargo, la diferencia en el espesor del crecimiento secundario de cuarzo no siempre depende de su relación con los ejes cristalográficos. En aquellos casos donde el cemento ha sido originado por presión-solución, como la solubilidad aumenta en los puntos de contacto entre clastos y disminuye en las superficies libres, el crecimiento secundario se desarrolla mejor sobre estas últimas y el resultado final es una distribución irregular del crecimiento secundario.

Haddad et al. (2006) examinaron en detalle la composición química, cristalografía y la morfología de los crecimientos secundarios de cuarzo en la Fontainebleau Sandstone (Cuenca de París). Si bien este estudio se focalizó en sólo una unidad estratigráfica, la información presentada sirve como ejemplo del análisis del crecimiento secundario en otras unidades. Entre los principales resultados obtenidos por Haddad et al. (2006), se destaca el hecho de que mientras algunos crecimientos secundarios eran totalmente homogéneos, otros presentaban bandas correspondientes a sutiles cambios

composicionales y cristalográficos que no pueden ser detectados utilizando el microscopio petrográfico. Usando el microscopio de catodoluminiscencia los autores identificaron crecimientos secundarios compuestos por zonas en las que la iluminación mostraba arreglos paralelos, isopáquicos y alternancia de áreas oscuras y brillantes. Estos cambios señalan la sucesión de bandas silíceas con diferentes grados de cristalinidad dentro del crecimiento, cuando la orientación cristalográfica es continua y coincidente con el clasto de cuarzo se forma el sobrecrecimiento sintaxial. Por el contrario, si existen diferencias en la orientación cristalográfica del cemento de sílice y el clasto de cuarzo se origina sólo un cemento epitaxial que no guarda continuidad cristalográfica.

Existen algunos factores que dificultan y, en algunos casos, hasta inhiben la formación de crecimiento secundario. En primer lugar, la presencia de impurezas minerales, o el desarrollo de un cemento arcilloso tipo *rim*, entorpecen la formación de crecimiento secundario. Sin embargo, es frecuente observar clastos de cuarzo con crecimiento secundario en los que un delgado y discontinuo *rim* arcilloso separa el grano del crecimiento (Worden et al., 2020; Shelukhina et al., 2021; Walderhaug y Porten, 2022 Figs. 11.1 y 11.3). Si bien es cierto que los *rims* arcillosos dificultan la formación del crecimiento secundario, sólo en los casos en los que el *rim* es continuo y con espesores de varios micrones el crecimiento secundario de cuarzo es totalmente inhibido (Bloch et al., 2002; Billault et al., 2003; Ajdukiewicz y Larese, 2012; Worden et al., 2020; Shelukhina et al., 2021; Walderhaug y Porten, 2022).

Walderhaug y Porten (2022) elaboraron un modelo que permite explicar el desarrollo de crecimiento secundario cuando los *coatings* arcillosos son muy delgados (Fig. 11.4A). En este modelo existe una fase inicial de desarrollo de cristales muy pequeños de microcuarzo entre las plaquetas de arcilla; estos cristales cubren la totalidad o, al menos, la mayor parte del clasto de cuarzo (Fig. 11.4B). Nótese que en esta etapa los cristales no desarrollan aún formas planares ni euhedrales. En una segunda etapa (C en la figura 11.4), los cristales han aumentado de tamaño y comienzan a desarrollar formas euhedrales o subhedrales. Finalmente, los cristales localizados entre las láminas de arcilla han dejado de crecer habiendo alcanzado formas euhedrales; únicamente el cristal de cuarzo localizado en el espacio libre de *coating* continúa creciendo, expandiéndose lateralmente sobre las láminas de arcilla (Fig. 11.4D; Walderhaug y Porten, 2022)

Resulta interesante considerar las características de los crecimientos secundarios sobre los granos de cuarzo policristalino y el chert. En estos casos, el crecimiento secundario se desarrollará siguiendo la orientación cristalográfica de cada subgrano, por lo que el crecimiento sintaxial es intrincado y con frecuencia de difícil observación bajo el microscopio petrográfico (McBride, 1989; Worden y Morad, 2000; Taylor et al., 2022). Como regla general, el crecimiento secundario de cuarzo sobre clastos de cuarzo policristalino es mucho más delgado que sobre granos monocristalinos, y su espesor aumenta al disminuir el número de subgranos.

Prajapati et al. (2020) modelaron el efecto de la policristalinidad sobre el desarrollo de crecimiento secundario. De acuerdo con estos autores, a medida que aumenta el número de subgranos la tasa de crecimiento del cemento en continuidad óptica decrece

(véase también Heald y Renton, 1966). Por otro lado, la policristalinidad de los granos ocasiona que los crecimientos secundarios se orienten en diferentes direcciones y que frecuentemente se completen con sobrecrecimiento superpuestos que siguen la orientación cristalográfica entre subgranos vecinos.

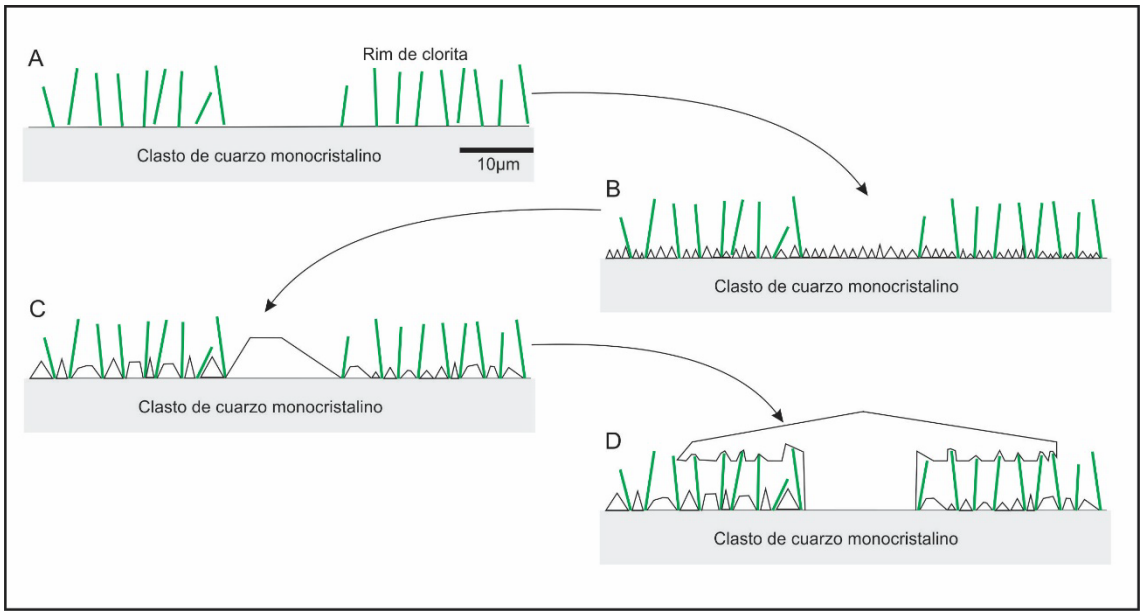


Figura 11.4. Modelo de Walderhaug y Porten (2022) para explicar el crecimiento secundario de cuarzo en presencia de *rims* arcillosos delgados. Para mayor explicación véase el texto.

El rol de los hidrocarburos en la formación de crecimientos secundarios de cuarzo (y en general de cementos de sílice), ha sido investigado por diferentes autores, la mayor parte de los cuales señalan que la presencia de hidrocarburos es negativa para la precipitación de sílice, en especial, durante la mesodiagénesis (Worden y Morad, 2000, Fig. 11.5). Asimismo, la existencia de cementos tempranos (por ejemplo, carbonáticos) ocluyendo masivamente el espacio poral, dificulta la posterior precipitación de cemento silíceo.

La importancia de otras variables como por ejemplo el tamaño de grano de la arenisca está aún en debate. Por lo general se asume que, en condiciones similares, las areniscas cuarzosas de grano fino generarían mayores volúmenes de crecimiento secundario de cuarzo debido a su mayor superficie específica cuando se las compara con areniscas gruesas. Aunque lo dicho es correcto, existen otros factores que condicionan la precipitación de cuarzo en continuidad óptica en areniscas finas y muy finas. Por ejemplo: 1. el reducido tamaño de los poros, directamente vinculado al volumen de la solución poral saturada en sílice, 2. la arcilla adherida a la superficie de los granos (*rims*, Figs. 11.5 y 11.6), rasgo que a menudo muestran las areniscas de grano muy fino y 3. la interacción de múltiples orientaciones de crecimiento de cristales (Lander et al., 2008). Una síntesis de las condiciones favorables y desfavorables para la generación de crecimiento secundario de cuarzo es mostrada en la figura 11.5.

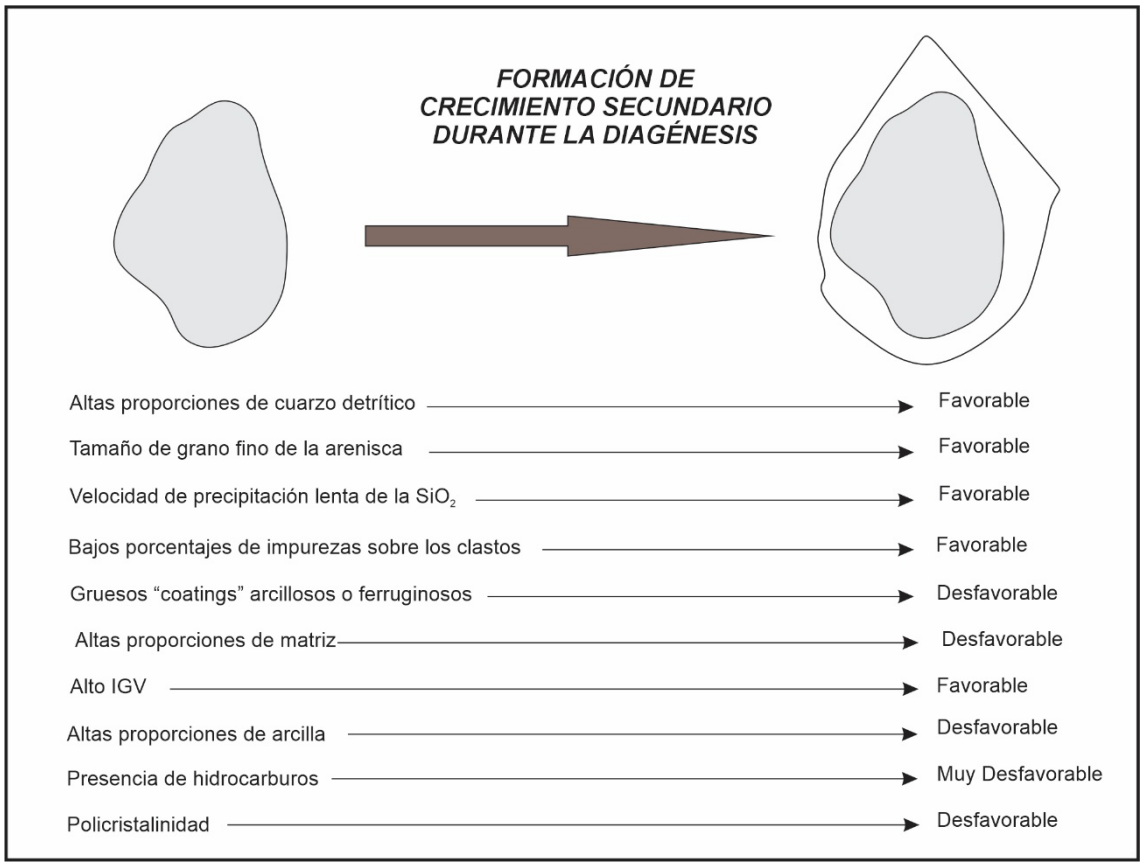


Figura 11.5. Condiciones favorables o desfavorables para la generación de crecimiento secundario de cuarzo, IGV se refiere al espacio intergranular y se entiende por reducido tamaño poral altos valores de micro y criptoporos. Para más detalle véase el texto.

Más allá del tamaño de grano y el tipo de cuarzo (mono versus policristalino), otro aspecto importante es la cinética en la precipitación de la sílice para que pueda disponerse continuidad óptica. Los resultados de Lander et al. (2008) muestran que la velocidad de crecimiento del cemento de cuarzo a lo largo del eje cristalográfico c (eje largo) cae en un factor de aproximadamente 20 después que se desarrolla la forma euhedral. En otras palabras, aparentemente la tasa inicial de precipitación de sobrecrecimientos de cuarzo disminuye a medida que aumenta la euhedralidad (Lander et al., 2008).

En modelados de precipitación de cuarzo en areniscas se ha utilizado como medida de comparación la "tasa de precipitación de cuarzo normalizada", de acuerdo con la siguiente fórmula (Walderhaug, 2000 y Walderhaug et al., 2000):

$$k = Ae^{-Ea/RT}$$

Donde k representa la tasa de precipitación de cuarzo por área (medida en mol/cm^2), A es una constante, Ea es la energía de activación para la precipitación del cuarzo, R es la constante de los gases y T es la temperatura. Nótese que en condiciones diagenéticas T puede volverse la variable principal de la ecuación.

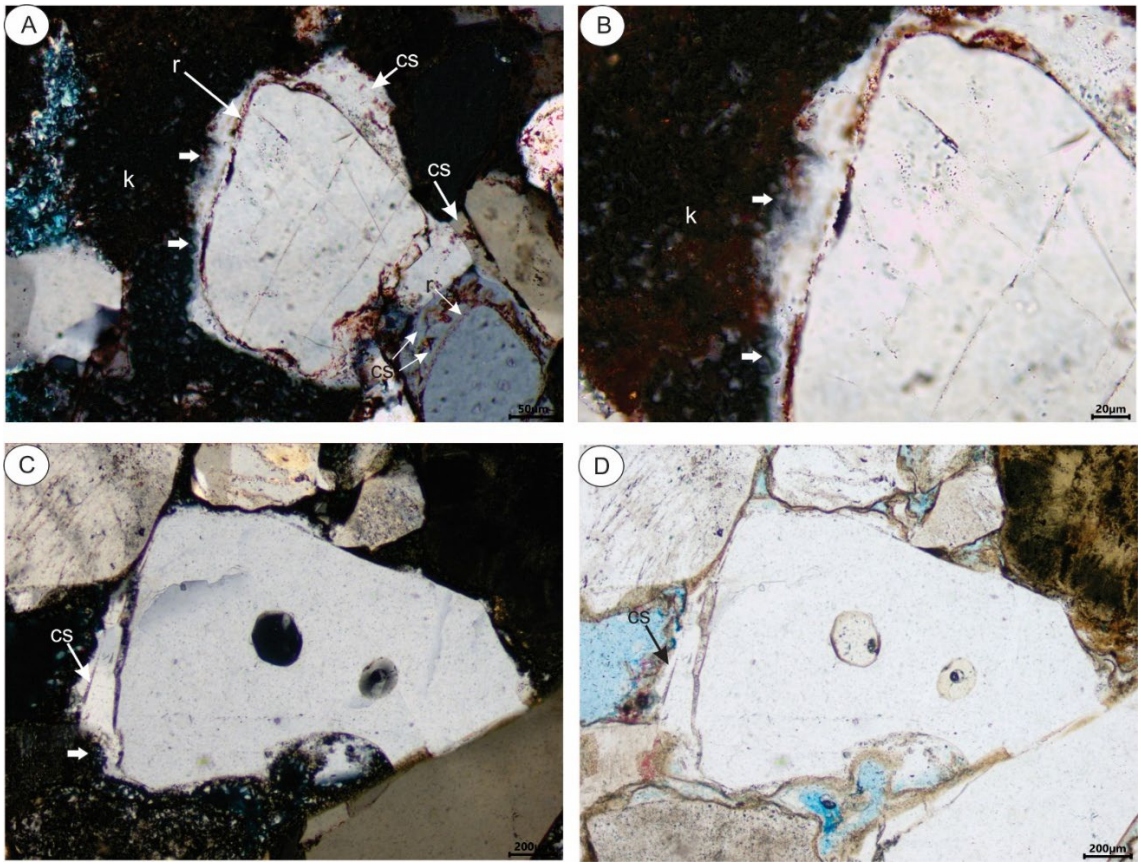


Figura 11.6. Ejemplo de formación de crecimientos secundarios que han sufrido disolución diagenética luego de su formación: A. Crecimiento secundario de cuarzo (cs) dispuesto sobre un *rim* arcilloso-hematítico (r), nótese que al progresar la diagénesis el cemento ha sido parcialmente disuelto (flechas blancas), seguido por la precipitación de caolinita como cemento de oclusión (k, nicoles cruzados); B. Detalle de la foto A mostrando la parcial disolución del crecimiento secundario (flechas blancas, nicoles cruzados); C. Situación similar a la ilustrada en A y B, nótese como el crecimiento secundario (cs) exhibe caries y pequeños engolfamientos (flecha blanca, nicoles cruzados); D. Corresponde al área de la foto C pero con nicoles paralelos.

Obviamente todo lo hasta aquí expresado, incluso la tasa de precipitación de cuarzo normalizada, parte de la suposición de que la solución poral se encuentra en el umbral de saturación de la sílice, lo que promueve su precipitación.

La observación petrográfica permite distinguir entre crecimientos secundarios que cubren más o menos regularmente el total del grano de cuarzo (Fig. 11.3C) y aquellos en los que el crecimiento secundario es discontinuo y, en ocasiones, de pobre desarrollo (Fig. 11.3D). Aunque esta diferencia puede reflejar escasa concentración de sílice en la solución poral durante la precipitación del cemento, a veces, la discontinuidad puede ser también resultado de períodos de disolución diagenética del crecimiento secundario. En este caso, la disolución es frecuentemente precedida por precipitación de cementos arcillosos, como por ejemplo caolinita (Fig. 11.6A y B), microcuarzo (Fig. 11.3C y D) o carbonato (Fig. 11.1C y D).

En el caso de clastos deformados o fracturados en el área fuente, el crecimiento secundario de cuarzo se presenta invariablemente límpido por lo que es sencilla su identificación (Fig. 11.7A y B).

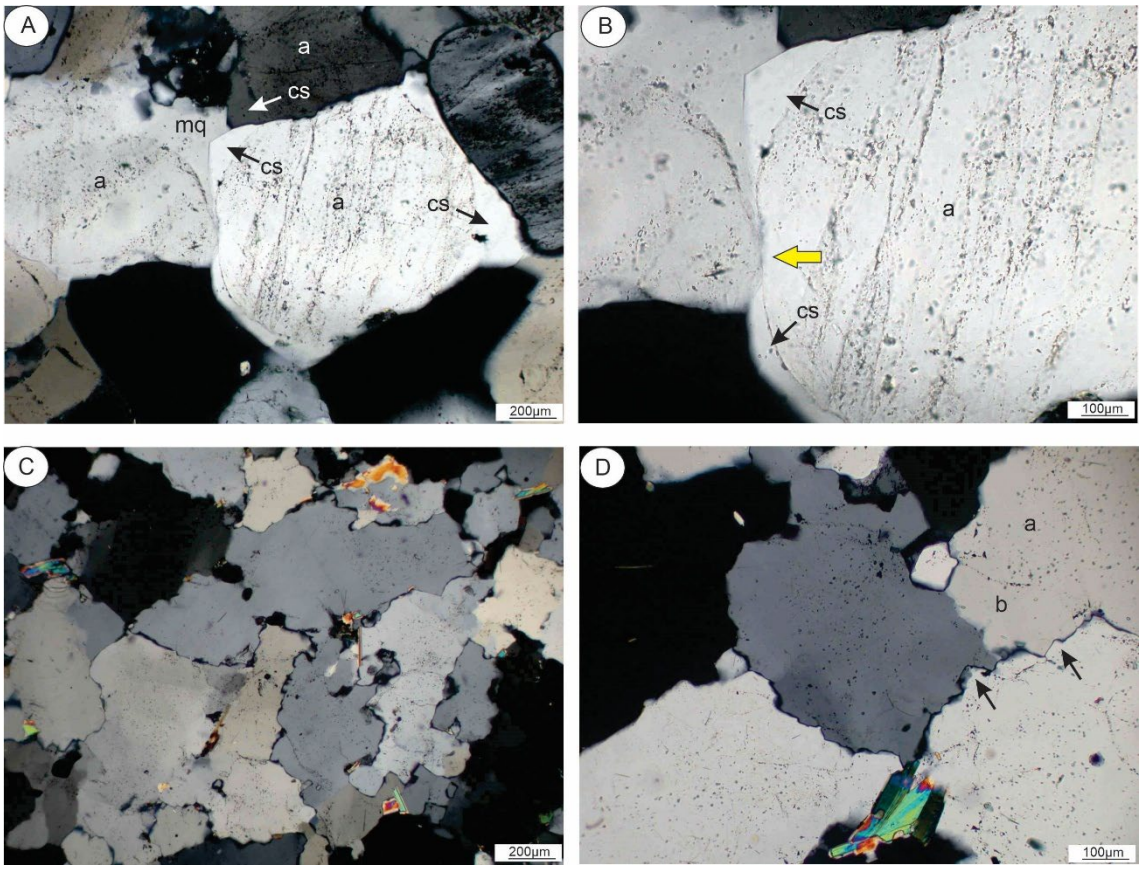


Figura 11.7. Relaciones particulares entre el crecimiento secundario y los clastos de cuarzo: A. Nótese el aspecto límpido del cemento silíceo sintaxial (cs) sobre clastos deformados y fracturados en el área fuente, en ocasiones, asociados a inclusiones fluidas (a), la presencia de cemento de megacuarzo que no guarda continuidad óptica con los clastos de cuarzo es señalada en mq; B. Detalle de la foto anterior en la que se muestra el desarrollo de formas cristalinas en el crecimiento secundario (cs) y la interrupción del cemento en los contactos primarios entre clastos; C. Ejemplo de una arenisca en la que predominan los contactos suturados que dificultan la identificación de crecimiento secundario de cuarzo; D. La misma arenisca, pero en otra sección delgada y con mayor aumento, nótese el desarrollo de formas cristalinas en los contactos entre clastos (flechas) y la presencia de áreas con muy baja proporción de inclusiones fluidas (b) a diferencia de los clastos (a). Todas las fotos con nicoles cruzados.

Una situación muy distinta corresponde a aquellas areniscas sumamente compactadas en las que predominan los contactos suturados, en estos casos, el crecimiento secundario puede ser detectado a partir del desarrollo de formas cristalinas en los márgenes de los clastos, o debido a la presencia de zonas sin inclusiones fluidas o microfracturas (Fig. 11.7 C y D). Sin embargo, en este tipo de areniscas la utilización del microscopio de catodoluminiscencia puede ser necesaria para la correcta identificación y cuantificación del cemento sintaxial.

Un tipo especial, que puede ser considerado entre un cemento de tipo de cobertura y uno de oclusión, son los llamados "*outgrowths*" que resultan largos cristales prismáticos que se apoyan sobre un clasto de cuarzo y se proyectan hacia el interior del espacio poral (Lowry, 1956; McBride, 1989; Worden y Morad, 2000). El tamaño de los cristales de

cuarzo en los *outgrowths* varía desde individuos de varias decenas de micrones hasta más de 500 micrones de largo y 100 micrones de ancho. Por lo general, los cristales sólo ocupan una parte del perímetro del clasto con el que pueden mostrar continuidad óptica o no.

Enlaces a imágenes 11.1: Ejemplos para crecimiento secundario de cuarzo
Goldstein y Rossi (2002): https://doi.org/10.1306/110201720432 Imágenes petrográficas y de microscopio electrónico de barrido, mostrando diferentes etapas de precipitación (Figs. 4, 5 y 6).
Walderhaug y Porten (2022): https://doi.org/10.2110/jsr.2021.049 Imágenes petrográficas y microscopía electrónica de la relación entre los cementos de cobertura y los cementos de cuarzo (varias imágenes).
French et al. (2012): http://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-pdf/82/6/422/2829713/sedp-82-6-422.pdf Imágenes petrográficas, microscopía electrónica de barrido, trasmisión y catodoluminiscencia relacionadas a la formación de cuarzo microcristalino (varias imágenes).
Worden et al. (2012): doi:10.1130/G32661.1 Para la relación entre nanopelículas silíceas y el crecimiento de microcuarzo (Figs. 1, 2 y 3).

Los cementos de sílice de oclusión corresponden a microcuarzo, megacuarzo y al ópalo (Fig. 11.8). El nombre microcuarzo se reserva para los agregados con cristales que muestran un diámetro menor a 20 micrones (Folk y Pittman, 1971), mientras que el término megacuarzo incluye aquellos cementos con cristales de diámetro mayor a los 20 micrones (Summerfield, 1983a y b). El microcuarzo es un cemento relativamente común en areniscas, a menudo descripto como cemento tipo "chert", aunque esta denominación debería ser abandonada toda vez que hace alusión a un tipo de roca y no a un cemento. En observación bajo microscopio petrográfico, el microcuarzo se caracteriza por su extinción en "punta de alfiler" (*"pinpoint extinction"*), el borde crenulado o irregular de cada individuo y, en ocasiones, por su asociación con formas criptocristalinas de sílice, de las cuales en algunos casos deriva. Aunque el microcuarzo ha sido comúnmente descripto como un cemento de oclusión, también aparece formando cemento de cobertura sobre la superficie de clastos, tanto de cuarzo, como feldespatos o fragmentos líticos (Haddad et al., 2006; Weibel et al., 2010). En otros casos se asocia como una delgada cobertura sobre crecimientos secundarios de cuarzo.

Weibel et al. (2010) desarrollaron una terminología para el cemento silíceo que incluye diferentes tipos texturales: *rims* de ópalo, microcuarzo, *overgrowths, outgrowths*, crestas de cuarzo, montañas de cuarzo y megacuarzo. La identificación de estos tipos texturales de cementos se basa en la observación usando microscopio electrónico de barrido (Fig. 11.9).

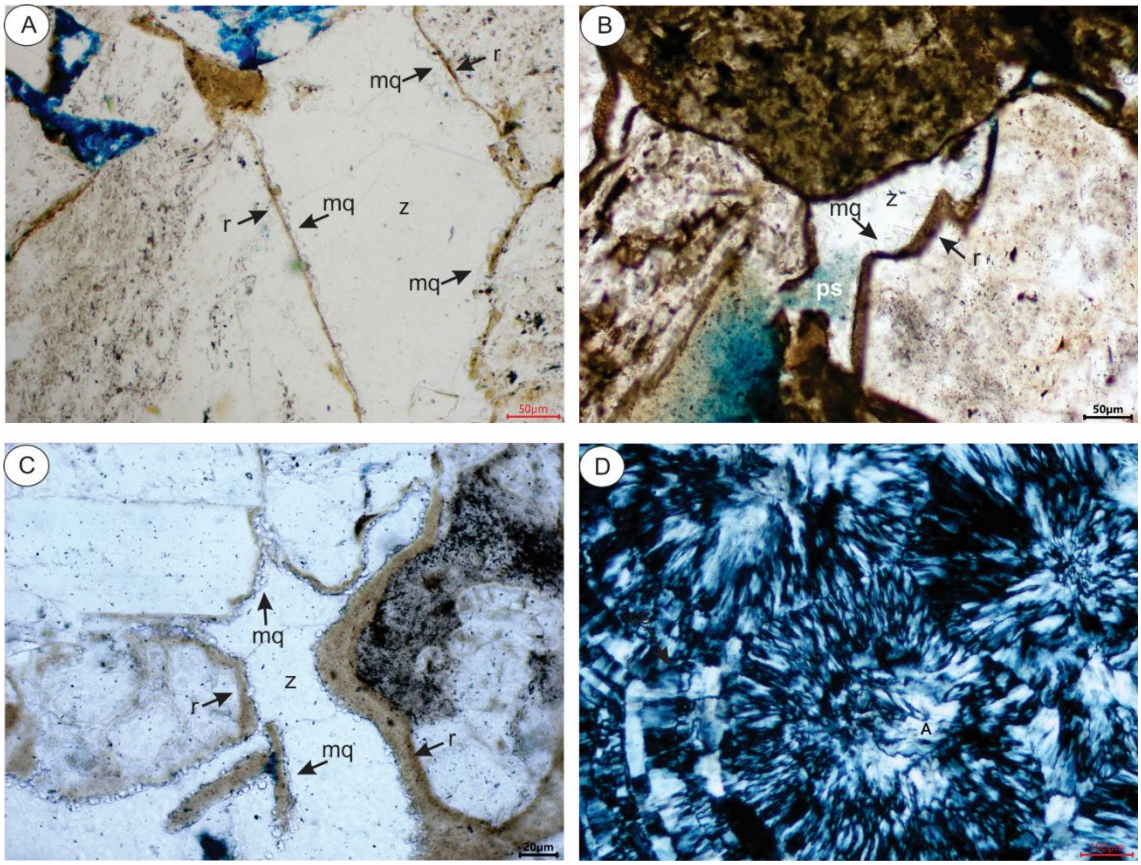


Figura 11.8. Ejemplos de cementos de microcuarzo y calcedonia: A. Cemento de microcuarzo (mq) de cobertura (obsérvese la tendencia al desarrollo de formas piramidales) dispuestos sobre *rims* arcillosos (r) y seguido por la precipitación de un cemento de zeolita de oclusión (z); B. Similar situación a la mostrada en A pero en este caso los *rims* (r) y el microcuarzo (mq) están mejor desarrollados, paralelamente obsérvese que la disolución del cemento de zeolita (z) genera porosidad secundaria (ps); C. Grueso cemento de cobertura arcilloso (r) que probablemente inhibió el desarrollo de crecimiento secundario sobre granos de cuarzo, la sílice precipitó entonces como microcuarzo (mq), la etapa final corresponde a la precipitación de cemento de oclusión de zeolita (z); D. Detalle del cemento fibroso silíceo correspondiente a calcedonia. Fotos A, B y C con nicoles paralelos, D con nicoles cruzados.

La utilización del término megacuarzo ha sido cuestionada por Hesse (1989) debido a que el prefijo "mega" no parece consistente con la observación microscópica. Sin embargo, más allá de que formalmente la observación es correcta, el término megacuarzo es utilizado en este libro teniendo en cuenta que está arraigado en la literatura y no ha sido propuesto un término adecuado para sustituirlo. Dentro del cemento de megacuarzo, el más frecuente es el de grano fino (entre 60 y 20 micrones), siendo mucho menos común el cemento de megacuarzo con cristales tamaño arena (entre 60 y 2000 micrones). En este sentido, el término cemento mesocristalino de cuarzo ha sido empleado para identificar a los cementos de cuarzo cuyos cristales presentan tamaño mayor a 20 micrones y menor a 60 micrones (Maliva et al., 2005). El cemento de megacuarzo se caracteriza por su aspecto algo más límpido, la presencia de bordes de cristales planos, mejor definidos que en el microcuarzo y el desarrollo de texturas en mosaico dentro del espacio intergranular (Hesse, 1989). Si el espacio poral es lo suficientemente amplio, las fábricas en mosaicos

suelen presentar un aumento del diámetro de los cristales hacia el centro del poro (*"void-filling cement"*, Hesse, 1989). En algunos casos, es posible observar el pasaje de microcuarzo a megacuarzo fino en una misma muestra, lo que sugiere que este último proviene de la transformación diagenética del microcuarzo.

La calcedonia y la moganita son cementos de cuarzo de hábito fibroso. Tradicionalmente han sido distinguidos dos tipos de calcedonia, la denominada "largo-rápida" y la "largo-lenta" de acuerdo con la disposición del eje cristalográfico c perpendicular o paralelo a la mayor elongación del cristal (fibra). Se ha asignado cierto significado genético a la calcedonia largo-lenta ya que se la ha descripto, en algunos casos, como el resultado del reemplazo de evaporitas y también vinculada a suelos alcalinos de zonas áridas (Folk y Pittman, 1971; para una discusión véase también Milliken, 1979).

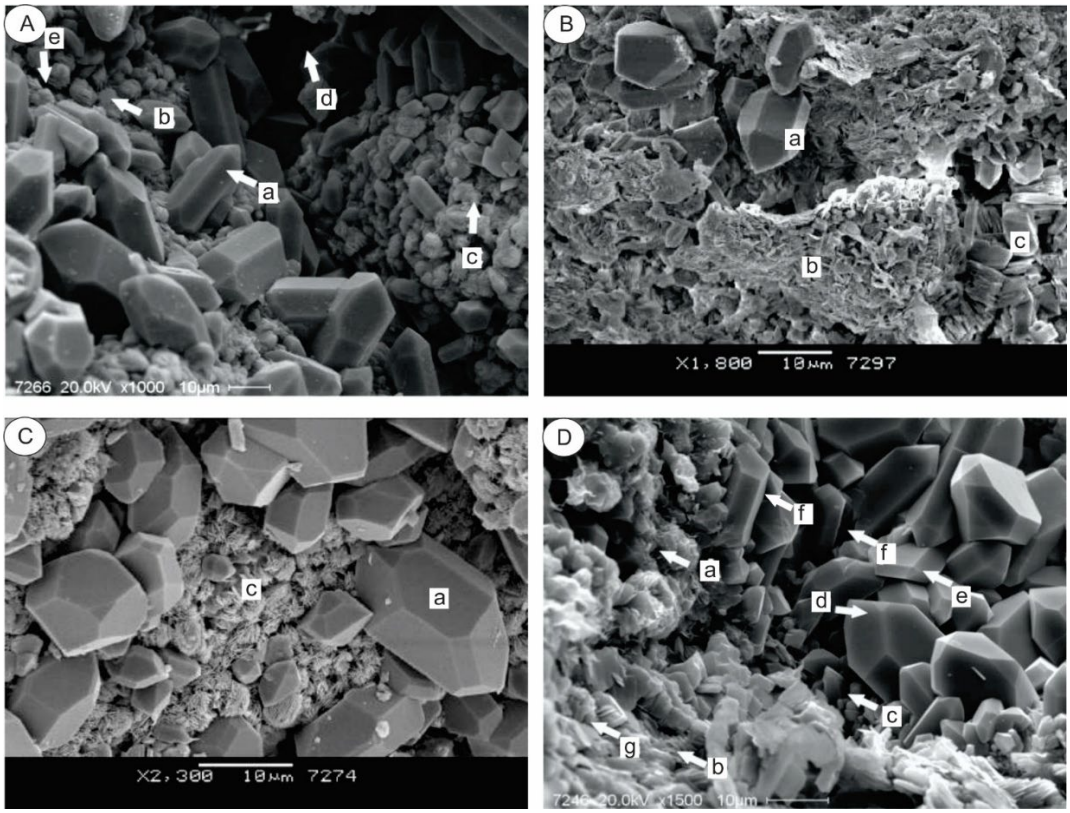


Figura 11.9. Imágenes MEB mostrando el cemento de microcuarzo y su asociación con distintos tipos de cementos de arcilla: A. Cemento de microcuarzo con bien desarrollado hábito cristalino (a) entre el que se desarrolla cemento de clorita (b y c), d ilustra una garganta poral (30-50 micrones) probablemente generada por la disolución del cemento arcilloso y e porosidad intercristalina (micro y critoporos) desarrollada entre los agregados de clorita; B. Vista del *coating* formado sobre un fragmento lítico volcánico compuesto por microcuarzo (a) y arcillas esmectíticas (b), un segundo tipo de arcilla como cemento de oclusión muy probablemente corresponde a caolinita (c); C. Cristales de microcuarzo (a) estrechamente asociado a cemento de clorita (c); D. Cemento de microcuarzo con cristales bien desarrollados de hasta 30 micrones (e y d) seguidos por una segunda generación de cristales más pequeños (menores a 8 micrones, c), el microcuarzo se asocia a distintos tipos de texturas y minerales de arcilla (clorita?, esmectita?, a, b y g), junto a escasos cristales probablemente correspondientes a zeolitas (f).

Otras variedades de sílice fibrosa son la lutecita y el cuarzo microframbiodal (Folk y Pittman, 1971; Hesse, 1989). En la lutecita, el eje más largo de la fibra inclina unos 30º con respecto al eje cristalográfico c y en el caso del cuarzo microframboidal resulta una variedad intermedia entre los cristales de megacuarzo ecuante y las formas fibrosas. Una extinción ondulosa y límites de cristales no bien definidos caracterizan al cuarzo microframboidal (Chowns y Elkins, 1974; Hesse, 1989).

La característica fibrosa de estos cementos es fácilmente detectada bajo microscopio petrográfico por su frecuente desarrollo bandeado, el que en ocasiones desarrolla curiosas formas como en el caso de la calcedonia zebraica. Esta fábrica de cemento resulta de la disposición helicoidal de los ejes mayores de las fibras con respecto al eje c de los cristales. También la calcedonia tiende a desarrollar esferulitas y a formar concreciones de variado tamaño, desde pocos milímetros a más de 30 centímetros. El bandeamiento de estos cementos refleja cambios cristalográficos y podría indicar la precipitación alternada de calcedonia (trigonal) y moganita (monoclínica).

Cementos silíceos correspondientes a la variedad hidratada de sílice incluyen a dos tipos de ópalo (Fig. 11.10). Primeramente, el ópalo A (amorfo) el que es totalmente isótropo en sección delgada y puede mostrar en algunos casos cierto tinte amarillo débil. Una segunda variedad es el ópalo C-T, aunque alguna controversia existe acerca de la cristalinidad de este tipo de ópalo, parece existir consenso en que su estructura deviene de la disposición desordenada de interlaminaciones de dos formas cristalinas, la cristobalita y la tridimita. Wilson (2014) discutió el pasaje de ópalo amorfo a formas más cristalinas analizando el modelo “cristalino” versus el “paracristalino” de transformación.

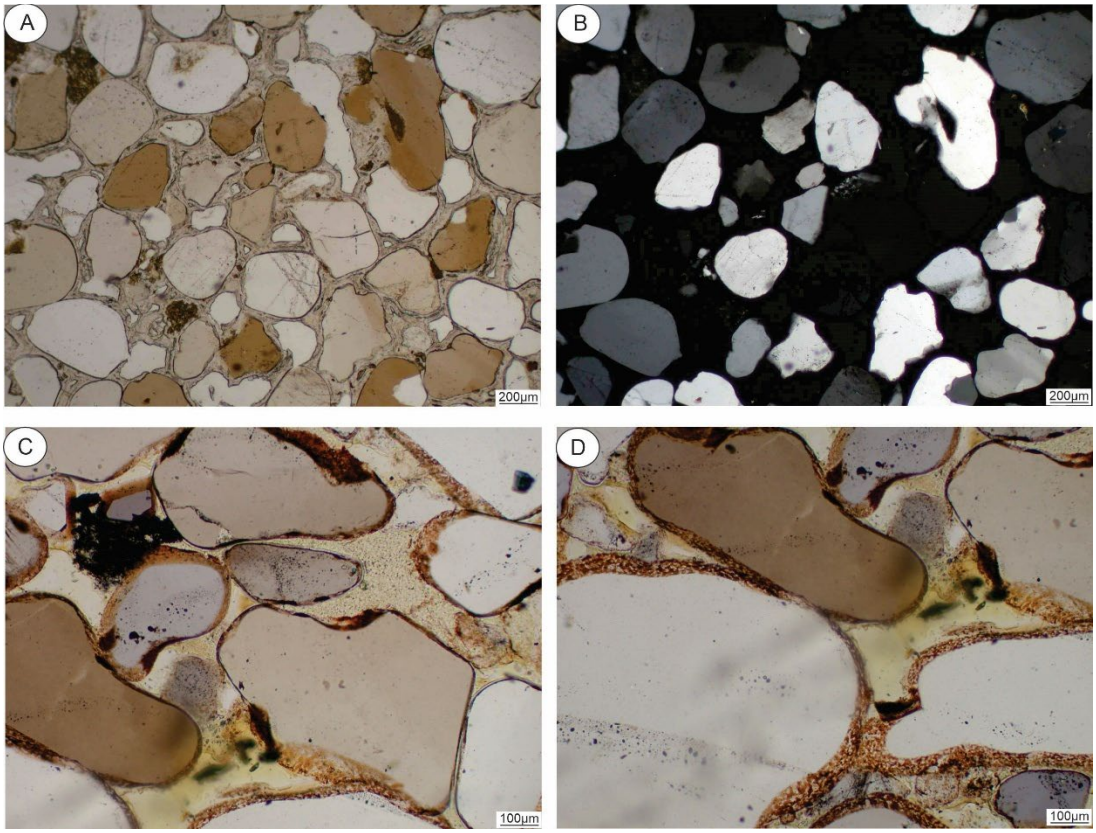


Figura 11.10 (página anterior). Ejemplo de cementos de ópalo en areniscas pliocenas de la Mesopotamia Argentina: A. Arenisca con dos generaciones de cemento silíceo, primeramente, un *rim* de ópalo parcialmente transformado en microcuarzo seguida por la precipitación de ópalo como cemento de oclusión (nicoles paralelos); B. La misma muestra anterior con nicoles cruzados; C. Cemento de ópalo que ocluye el espacio poral dispuesto sobre un *rim* hematítico muy probablemente heredado de la erosión de secuencias terciarias previas; D. Detalle de la foto anterior mostrando que el *rim* hematítico no se interrumpe en los contactos primarios sugiriendo un origen predepositacional.

El ópalo CT, si bien es mayormente isótropo, puede mostrar una débil birrefringencia cuando transiciona a un cemento criptocristalino. Con nicoles paralelos es incoloro o exhibe coloración amarilla tenue, asociándose en ocasiones en el mismo espacio poral a microcuarzo. (Fig. 11.10A y B). El ópalo puede formar una película de variable espesor sobre la superficie de los clastos, o bien presentarse como cemento de oclusión que rellena parcial o totalmente el espacio poral y con menor frecuencia con estructura esferulítica relacionada a reemplazos (Lima y De Ros, 2002; Fig. 11.10 C y D).

La mayoría de los autores señalan una serie de transformación diagenética creciente desde el ópalo A, que pasa al aumentar la diagénesis a ópalo C-T (cristobalita-tridimita) y finalmente a microcuarzo (Williams y Crerar, 1985; Williams et al., 1985; Lima y De Ros, 2002). La presencia de ópalo como cemento en areniscas es muy rara en areniscas más antiguas que el Terciario.

ORIGEN DEL CEMENTO SILÍCEO

Más allá de la problemática que implica el origen de cada uno de los distintos tipos de cementos descriptos, la formación de cemento silíceo en una arenisca debe ser abordada desde tres perspectivas diferentes: 1) fuente de la sílice, 2) solubilidad y transporte en la solución poral y 3) mecanismos de precipitación. Worden y Morad (2000) han presentado un excelente análisis de esta problemática.

Fuente de la sílice: El primer punto a considerar es que el origen del cemento silíceo puede ser intraestratal (local) o bien aportada en solución desde fuera del estrato (externa). En este sentido, se reconocen dos situaciones diferentes: la difusión y la advección (Berner, 1980; Bjørlykke et al., 1988; Bjørlykke y Jahren, 2012; Li et al., 2024; Fig. 11.11). La difusión corresponde a la migración de sílice en solución dentro del fluido poral respondiendo a gradientes químicos. Nótese que en la difusión la migración se produce a escala local y no necesita del movimiento del fluido poral, sino de un diferencial de concentración química que conduzca a la migración de moléculas de SiO_2 en un fluido que puede permanecer estático.

En contraposición, la advección implica el transporte dinámico de la solución en conjunto (solvente y soluto) generalmente como resultado de diferenciales de presión, gravedad o temperatura como el flujo convectivo. En este caso, la sílice es aportada desde

áreas distantes, ya sea a partir de una extensa red de interconexiones porales, fuentes hidrotermales o bien siguiendo planos estructurales como fallas y diaclasas (Fig. 11.12). Algunos ejemplos de migración de sílice a escala de cientos de metros e incluso kilométrica, ya sea relacionadas a zonas de fallas o a convección dentro de secuencias altamente porosas, fueron brindados por Wood y Hewett (1984), Cox (2005), Wang et al. (2020) y Williams y Fagereng (2022), entre muchos otros.

Debido a la baja solubilidad de la sílice, la difusión (incluyendo la migración de sílice entre estratos superpuestos durante la compactación) parece ser mucho más frecuente que la advección a gran escala.

En lo que respecta al origen de la difusión de sílice, se entiende como fuente al sólido, inorgánico u orgánico, a partir del cual la sílice paso a solución dentro de la red poral para luego precipitar como cemento. Inicialmente, podemos dividir a las potenciales fuentes entre aquellas derivadas de reacciones entre minerales durante la diagénesis, las resultantes de la disolución de componentes altamente inestables (incluyendo componentes orgánicos e inorgánicos) y las originadas por disolución por presión en areniscas sepultadas a gran profundidad (Fig. 11.11).

En referencia a las reacciones entre minerales durante la diagénesis, en el Capítulo 5 hemos mostrado varias reacciones que liberan sílice en solución. Por ejemplo, la disolución de feldespatos en medio ácido, sean estos potásicos o plagioclasas, produce arcillas y libera sílice. En el caso del feldespato potásico son necesarios dos moles de ortosa, sanidina o microclino para formar sólo un mol de caolinita, pero al mismo tiempo se originan 4 moles de sílice (Fig. 11.12). Cuando el mineral fuente es la plagioclasa, la relación es similar, pero en este caso la arcilla formada puede ser también illita y la sílice representa nuevamente el doble de moles que el mineral precursor (Fig. 11.12). En condiciones diagenéticas más elevadas, la reacción de feldespato remanente con la caolinita para formar illita también libera el doble de moles de SiO_2 que el feldespato original.

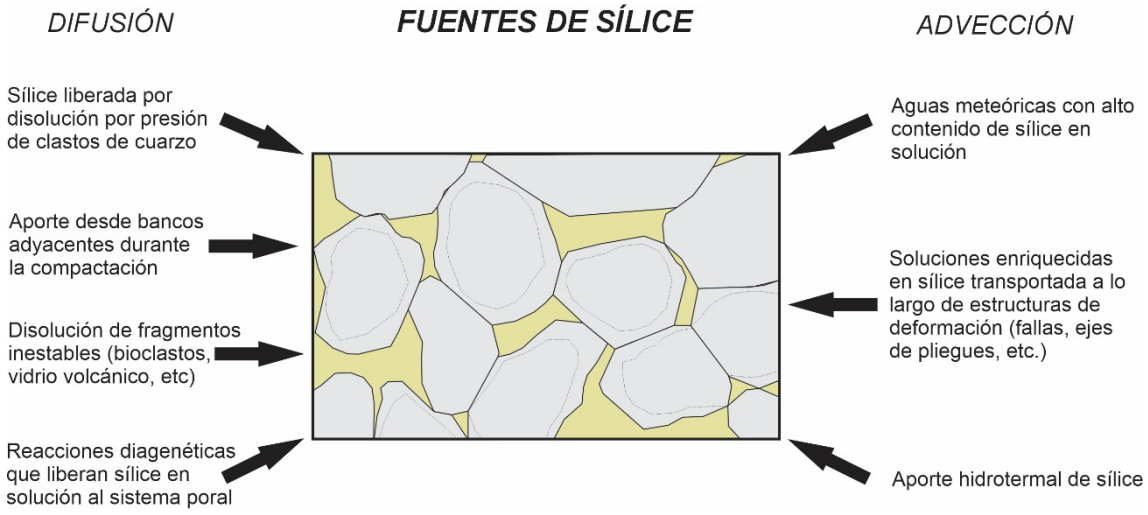


Figura 11.11. Síntesis sobre las posibles fuentes de sílice según mecanismos de difusión o advección.

En resumen, clastos de feldespatos o fragmentos de estos en la matriz son susceptibles a transformarse en arcillas y en esta transformación puede liberarse suficiente sílice como para explicar la formación de crecimiento secundario, o los otros tipos de cementos silíceos previamente discutidos.

Otra fuente de sílice es la disolución de componentes altamente inestables durante la diagénesis, entre los que conviene separar aquellos componentes inorgánicos de los orgánicos (Figs. 11.11 y 11.12). Dentro del primer grupo ocupan un lugar muy destacado el vidrio volcánico y las arcillas resultante de su transformación, aún en condiciones edáficas. El vidrio volcánico es altamente inestable y está básicamente conformado por diferentes tipos de sílice amorfa y un gran número de cationes. Con frecuencia el vidrio empieza a descomponerse en superficie o durante la diagénesis temprana, transformándose en diferentes minerales de arcillas (por ejemplo, esmectitas) y liberando variables proporciones de sílice. Es por ello que no es de extrañar la presencia de sílice como cemento en muchas areniscas líticas o lítico feldespáticas, que incluyen abundantes clastos de tobas y fragmentos pumíceos. Por otro lado, en las sucesiones donde alternan bancos de tobas y areniscas, significativas cantidades de sílice pueden ser aportadas durante la compactación desde los niveles de piroclastitas a las capas arenosas.

Entre los componentes derivados de organismos debe citarse a la sílice (principalmente ópalo) incluida en las partes esqueletales de microorganismos, tales como radiolarios, espículas de esponjas, silicoflagelados y diatomeas (McBride, 1989; Worden y Morad, 2000; Xu et al., 2021). Parece tener mucha menos importancia el aporte de sílice proveniente de la estructura opalina de algunos restos vegetales, tales como equisetales, fitolitos y partes de helechos.

La mayoría de los microorganismos por su tamaño y ambiente de acumulación tienden a depositarse junto con el fango en ambientes marinos profundos, por lo que en el registro geológico aparecen más comúnmente como cementos en sucesiones de fangolitas y lutitas (McBride, 1989; Milliken y Olson, 2017; Emmings et al., 2020; Xu et al., 2021). Sin embargo, la migración de sílice derivada de la disolución de partes esqueletales desde lutitas a bancos de areniscas adyacentes es un proceso bien conocido (Figs. 11.11 y 11.12).

Las espículas de esponjas son más frecuentes en sedimentos arenosos que los radiolarios y los silicoflagelados por lo que su relación con el cemento silíceo ha sido reportada por varios autores (Vagle et al., 1994; Nielsen et al., 2019; Niazi et al., 2019; Jahren y Ramm, 2000).

Pisciotto (1981) y Keller e Isaacs (1985) propusieron un modelo de transformación del ópalo A contenido en las partes esqueletales de diatomeas en cemento silíceo. En los ejemplos estudiados por estos autores, la secuencia de transformación incluye el pasaje de ópalo A en ópalo C-T a temperaturas comprendidas entre los 18°- 56 °C y de ópalo C-T a cuarzo entre los 31°- 110 °C.

2 moles de albita	En su transformación a caolinita	4 moles de $H_4SiO_4^0$
1 mol de caolinita	En su transformación a gibbsita	2 moles de $H_4SiO_4^0$
3 moles de albita	En su transformación a micas*	6 moles de $H_4SiO_4^0$
2 moles de albita	En su transformación a pirofilita	2 moles de $H_4SiO_4^0$
2 moles de ortosa	En su transformación a caolinita	4 moles de $H_4SiO_4^0$
2 moles de sanidina	En su transformación a caolinita	4 moles de $H_4SiO_4^0$
Vidrio volcánico	En su transformación a arcillas**	n moles de $H_4SiO_4^0$
Disolución de sílice***	Por ejemplo cherts de radiolarios	n moles de $H_4SiO_4^0$

Figura 11.12. Producción de moles de H_4SiO_4 a partir de diferentes minerales durante la diagénesis. * se refiere a micas sódicas como por ejemplo la paragonita, ** corresponde a la transformación del vidrio en diferentes tipos de arcillas como por ejemplo esmectitas o cloritas, en este caso la cantidad de moles de sílice disuelta depende tanto del tipo de arcilla como de la naturaleza del vidrio, *** se refiere a restos de organismo silíceos.

Finalmente, nos queda por considerar la sílice originada por disolución por efecto del diferencial de presión en los puntos de contactos entre clastos en areniscas que han sufrido importante sepultamiento. Este proceso fue descripto inicialmente por Sorby (1908) quien propuso el nombre *"pressure solution"* y posteriormente estudiado por Waldschmidt (1941), Sibley y Blatt (1976), Sprunt y Nur (1977), Pittman (1972, 1979), Houseknecht (1988), McBride (1989), Stephenson et al. (1992), Sheldon et al. (2003), Wang et al. (2020), entre muchos otros.

En estos casos, la compactación química (véase Capítulo 5) promueve la disolución en la zona de contacto entre granos de cuarzo y la difusión de sílice, a escala micrométrica, a las zonas de menor presión siguiendo el "principio de Riecke" (Pittman, 1979; McBride, 1989). Otro rasgo derivado de la presión litostática en areniscas sepultadas a grandes profundidades es la presencia de estilolitas y su directa relación con el incremento de cemento de cuarzo (Olaussen et al., 1984; Bjørlykke et al., 1986; Walderhaug et al., 2003; Yu et al., 2022).

La figura 11.13 sintetiza los principales tipos texturales de cementos de sílice más allá de su composición. El cemento tipo 1 (Fig. 11.12) es característico de algunas areniscas cuarzosas con alto índice de compactación y difícilmente domina en areniscas cuarzo-feldespáticas o líticas. Se trata de crecimientos secundarios por lo general discontinuos que se desarrollan a los costados de los contactos suturados entre clastos. En este caso se interpreta que la sílice provino de la presión-solución en los contactos suturados entre granos y fue precipitada en las zonas de menor presión no comprometidas en contactos.

El cemento tipo 2 (Fig. 11.13) es un cemento de oclusión asociado a contactos suturados, puede ocurrir como una segunda fase de precipitación apoyado sobre los

crecimientos secundarios antes citados, o como un cemento dispuesto directamente sobre los granos de cuarzo (2 en Fig. 11.13).

Los tipos 3 y 4 corresponden a crecimientos secundarios y cemento de oclusión respectivamente no asociados a fábricas con contactos suturados (Fig. 11.13). Estos cementos no pueden haber sido formados por presión-solución, por lo que la fuente de la sílice debe buscarse en algunos de los mecanismos previamente discutidos (transformación de arcillas, disolución de feldespatos, etc.).

El cemento tipo 5 comprende a cuarzo, calcedonia u ópalo que rodea la superficie de los clastos y no se encuentra en continuidad óptica con ellos (Fig. 11.13).

Finalmente, el cemento tipo 6 (Fig. 11.13) incluye a *outgrowths* que comprenden el desarrollo exagerado de cristales euhedrales de cuarzo piramidal que se proyectan hacia el interior del poro.

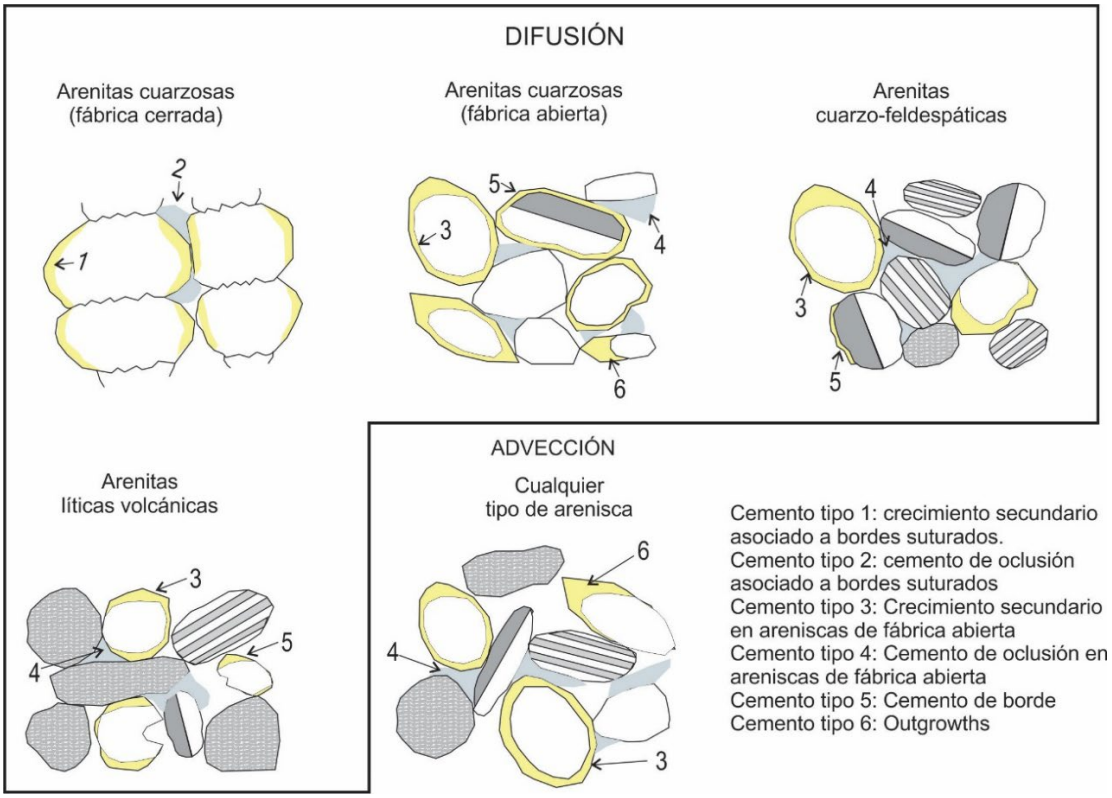


Figura 11.13. Principales tipos de cementos silíceos considerados en este libro y su relación con las diferentes clases de areniscas. Para explicación véase el texto.

Solubilidad y transporte en la solución poral: Más allá de cuál sea el proceso (difusión o advección) y la fuente del cemento cuarzoso, es importante tener en cuenta que en condiciones ambientales normales la sílice muestra baja solubilidad, que varía desde 0,8 a 15 mg/l en la freática hasta aproximadamente 0,0001-0,2 en el agua de mar superficial, alcanzando valores entre 1-40 mg/l en suelos.

En lo que concierne a la solubilidad de la sílice durante la diagénesis depende de varios factores que incluyen temperatura, pH, presión litostática, salinidad, grado de polimerización, tamaño de grano y composición de la fase sólida sujeta a disolución

(Williams y Crerar, 1985; Porter y James, 1986; Chan, 1989; Hesse, 1989; Eikenberg, 1990; Gunnarsson y Arnórsson, 2000; Van der Weijden, 2007; Boggs, 2009; Varkouhi et al., 2020; Taylor et al., 2022).

La influencia de la especie mineral y la temperatura sobre la solubilidad de la sílice se muestra en la figura 11.14. Como allí puede verse al aumentar la temperatura aumenta la solubilidad, además el grado de cristalinidad regula la disolución ya que la sílice amorfa es mucho más soluble que el cuarzo a la misma temperatura (Fig. 11.14). Por ejemplo, a los 100° C la solubilidad de la sílice amorfa es de aproximadamente 360 ppm mientras que para el cuarzo es de sólo 65 ppm, algo más de cinco veces menor. En condiciones de elevada diagénesis (a los 200º C), la solubilidad de la sílice amorfa es de 930 ppm mientras que para el cuarzo es de 290 ppm. Por lo tanto, al aumentar la temperatura la diferencia se reduce desde cinco veces a algo más de tres (Fig. 11.14).

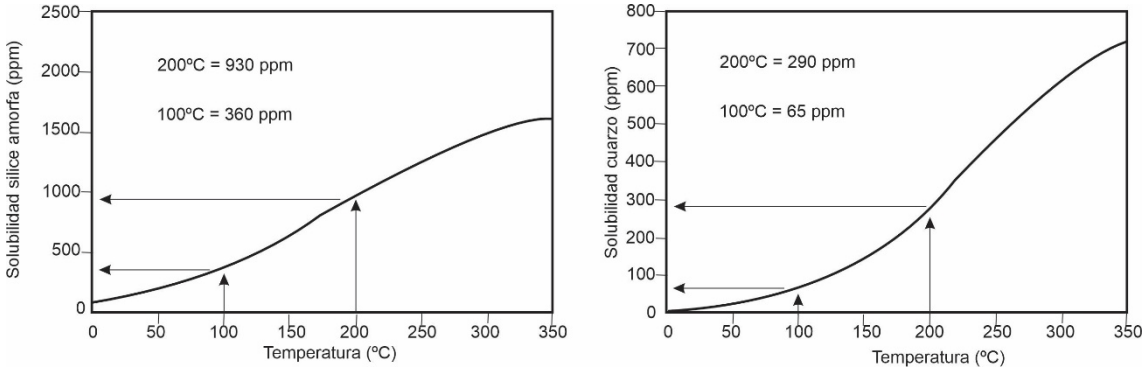


Figura 11.14. Comparación entre la curva de solubilidad de la sílice amorfa y el cuarzo en función de la temperatura. Nótese como la sílice amorfa es mucho más soluble que el cuarzo, tomando como ejemplo los 100º C y 200º C. Modificado de Gunnarsson y Arnórsson (2000).

Debe hacerse, sin embargo, una aclaración sobre lo que se entiende como sílice amorfa, la que puede ser cuantitativamente significativa en niveles de areniscas líticas con alta proporción de vidrio volcánico y piroclastos. La denominación de sílice amorfa se utiliza para una amplia variedad de sílice hidratada estructuralmente desordenada (o pobremente cristalizada) de fórmula general $SiO_{n/2}(OH)_{4-n}$ donde n varía entre 0 y 4 (Van der Weijden, 2007). Aparentemente, cuanto menor es el ordenamiento cristalino y consecuentemente la hidratación, mayor es la solubilidad (Fig. 11.15). Esto explica una observación petrográfica irrefutable, en el sentido que muchas arenitas líticas volcánicas exhiben alta disolución del vidrio volcánico en pastas líticas o fragmentos pumíceos, pero los clastos de cuarzo, dentro de la misma arenisca, exhiben mucha menor disolución o no se encuentran disueltos.

Wood (1994) comparó la concentración de sílice en salmueras de reservorio (Fig. 11.15A) y sus respectivas aguas de formación (Fig. 11.15B) en función de la temperatura graficando la constante de equilibrio (2) de la reacción (1). Como señalado por Wood (1994), los valores sólo ajustan parcialmente a la constante y parecen acodar mejor en el caso de las salmueras (Fig. 11.15A) que en el agua de formación (Fig. 11.15B). En este último caso, es interesante señalar que los valores de sílice disuelta se apartan

notablemente de la curva a temperaturas menores a los 60ºC, lo que sugiere que los fluidos tienden a estar supersaturados con respecto al cuarzo. Las condiciones de supersaturación, no sólo respecto al cuarzo sino también a la sílice amorfa, ha sido señalada por diferentes autores (Morey et al., 1964; Chan, 1989; Wood, 1994; Smrzka et al., 2015; Varkouhi et al., 2020).

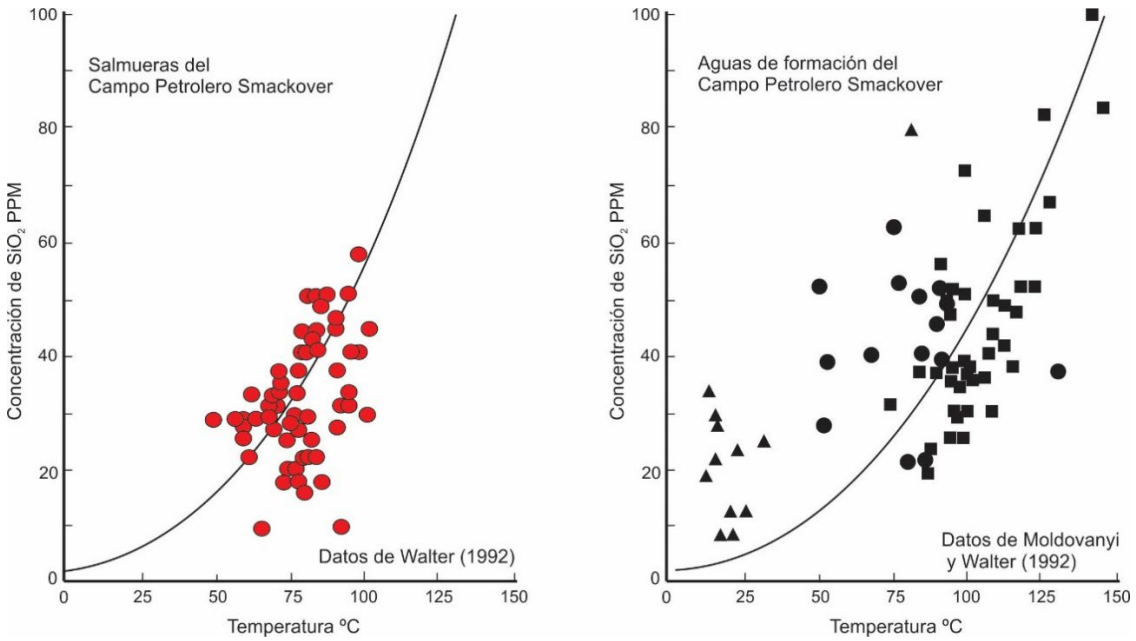


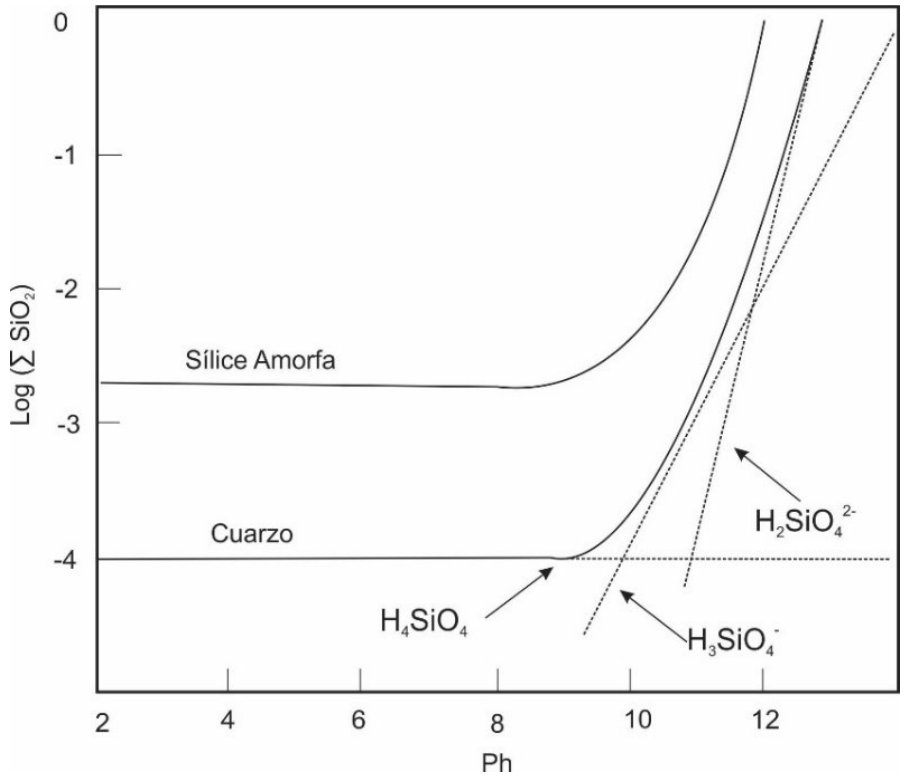
Figura 11.15. Concentración de sílice en salmueras de reservorio: A. Valores de concentración de sílice en función de la temperatura en aguas porales del campo petrolero Smackover, la curva corresponde a la solubilidad teórica; B. La misma situación que en A, pero para sílice disuelta en aguas naturales (para datos provistos de Moldovanyi y Walter, 1992). En ambos casos, las líneas corresponden a las solubilidades teóricas y las diferentes rastras a distintos pozos. Ligeramente modificado de Wood (1994).

Otro punto a tener en cuenta es el efecto del pH sobre la solubilidad de la sílice (Fig. 11.15). Tanto el cuarzo como la sílice amorfa, esta última con mayor facilidad, forman ácido ortosilícico al disolverse (reacción 1). Este ácido es el más estable en solución acuosa en pH comprendido entre 4 y 9, condiciones que reflejan la mayoría de los ambientes diagenéticos. A pH mayor a 9 comienza la despronotización del ácido ortosilícico de acuerdo con las reacciones 2 y 3 (véase también Fig. 11.16):

$SiO_{2(s)} + 2H_2O_{(l)}$ ----- H_4SiO_4 (reacción 1)

H_4SiO_4 ----- $H_3SiO_4^- + H^+$ (reacción 2)

$H_3SiO_4^-$ ---- $H_2SiO_4^- + H^+$ (reacción 3)



11.16. Diagrama de solubilidad del cuarzo y el ópalo en función del pH (de Kehew, 2021)

A medida que la desprotonización avanza disminuye la concentración del ácido ortosilícico (reacciones 2 y 3) favoreciendo la solubilidad del cuarzo, o las especies amorfas, de acuerdo con la reacción 1. Esta hipótesis es sumamente atrayente para explicar la disolución de clastos de cuarzo y la cuasi simultánea precipitación de cemento de calcita, proceso frecuentemente observado en estudios petrográficos, pero tiene la dificultad que requiere pH elevados que no parecen alcanzarse con frecuencia en el ambiente diagenético. Una explicación alternativa podría relacionarse a que ciertos minerales, como por ejemplo la muscovita y la biotita pueden absorber H^+ durante la diagénesis aumentando significativamente, a nivel de escala superficial sobre los clastos, el pH del agua poral favoreciendo la disolución de la sílice (Boles y Johnson, 1984; Haihua et al., 2024).

Un aumento en la presión litostática produce un incremento en la solubilidad de la sílice, aunque su efecto cuantitativo parece ser menor que el de la temperatura y el pH (Williams y Crerar, 1985, Fig. 11.17). Sin embargo, y como se ha señalado anteriormente, en secuencias sujetas a fuerte presión litostática, esta variable aumenta considerablemente su importancia, como lo demuestra la existencia de microestilolitas y la disolución por presión sobre granos de cuarzo.

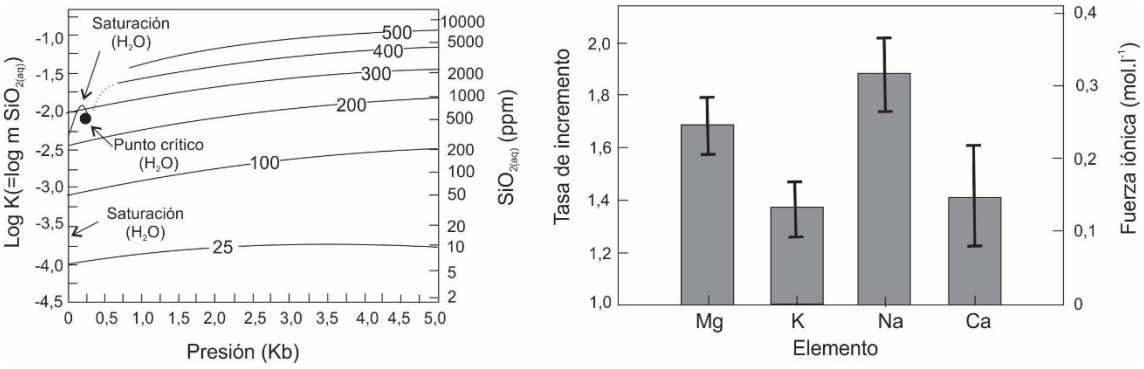


Figura 11.17. A la izquierda solubilidad de la sílice en función de la presión y la temperatura (modificado de Williams y Crerar, 1985). A la derecha, efecto de distintos cationes sobre la tasa de incremento en la disolución de sílice (Loucaides et al., 2008).

Debe tenerse en cuenta que, en los contactos entre granos a 4 km de profundidad, la solubilidad del cuarzo es siete veces mayor que a un kilómetro (Porter y James, 1986). Sin embargo, existen dos puntos que deben ser cuidadosamente analizados: en primer lugar, la presión litostática no siempre refleja la presión existente en el contacto entre granos de cuarzo. Como se ha visto en el Capítulo 5, al aumentar la profundidad de sepultamiento, las presiones litostática e hidrostática divergen cada vez más actuando una en contra de la otra. Es por ello que la presión ejercida en los contactos de granos es la presión efectiva, la que resulta de la resta entre las presiones litostáticas e hidrostática (véase Fig. 5.3A en el Capítulo 5). De esta forma, la presión efectiva en el contacto entre clastos, normalmente responsable de la disolución por presión, es invariablemente menor o igual a la litostática. Cuando la presión es transferida al fluido (condiciones de sobrepresión de fluidos) la presión efectiva disminuye aún más.

Bjørkum (1996) sugirió que la disolución del cuarzo en el contacto entre granos, además de por la presión efectiva, está también condicionada por la temperatura y la microquímica en el punto de contacto. En esta interpretación, la delgada película de fluido, que recubre a los clastos (de pocos micrones de espesor), favorece la disolución del cuarzo en la zona de contacto y su reprecipitación en zonas adyacentes donde la presión es menor. De acuerdo con Bjørkum (1996), la presencia de *coatings* de illitas y minerales micáceos favorecen la disolución del cuarzo en el contacto entre granos, probablemente modificando el pH a escala microquímica.

Sibley y Blatt (1976) también señalaron que la presencia de arcillas favorece la disolución por presión en areniscas, mientras que Heald (1959) encontró que las arcillas aumentan el grado de disolución de cuarzo a lo largo de planos de estilolitas en areniscas.

Como muestra la figura 11.18 existe un gradiente de presión efectiva en el contacto entre granos la que disminuye desde el centro del contacto hacia los laterales (δn en Fig. 11.18A, de Sheldon et al., 2003). El aumento en la presión efectiva genera un incremento en la solubilidad de la sílice, la que migra a través del delgado film (de dimensiones nanométricas) de fluido atrapado en la zona de contacto y precipita en zonas de menor presión (Fig. 11.18A). De existir un gradiente químico significativo en la zona de contacto

entre clastos y el fluido poral se producirá la difusión de la sílice hacia el interior de los poros, donde al cambiar las condiciones del sistema precipitará como crecimiento secundario, mega o microcuarzo, e incluso en algunos casos podrá ser transportada fuera del sistema aportando sílice a estratos vecinos (Fig. 11.18A, Sheldon et al., 2003).

El potencial de algunas arcillas para cambiar el pH en los films próximos a los *rims* arcilloso que rodean algunos clastos es aún motivo de debate (Boles y Johnson, 1984; Renard y Ortoleva, 1997; Sheldon et al., 2003; Kumari y Mohan, 2021). En la figura 10.18B se ha reproducido el diagrama de Sheldon et al. (2003) para explicar cómo las arcillas pueden favorecer condiciones microquímicas restringidas a la delgada película de fluido en los contactos entre clastos. Un elevado pH es supuesto para favorecer la concentración de sílice en solución en la interfase grano-grano debido a la desprotonización del ácido ortosilícico (véase reacciones 1 y 2, y CS en Fig. 11.18B). La concentración de sílice disuelta hacia el interior del espacio poral disminuye al precipitar cemento de cuarzo, pues las condiciones de alto pH se circunscriben sólo alrededor de los clastos, siendo constante el gradiente de potencial químico (PQ, Fig. 11.18B).

La figura 11.18C muestra ambas situaciones, es decir, la disolución por presión, a la que se le adiciona la presencia de minerales micáceos que favorecería la migración de la sílice a lo largo de la superficie de los granos.

Es probable que el efecto de los minerales de arcilla sobre la disolución del cuarzo en condiciones de elevada presión sea más notable en las estilolitas desarrolladas en algunas areniscas cuarzosas. El primero en describir este tipo de estructuras en areniscas y asignarlas a fenómenos de disolución por presión fue Sorby (1862). Una cuidada síntesis sobre el origen y tipos de estilolitas ha sido presentada por Toussaint et al. (2018).

Más allá de las condiciones microquímicas promovidas por algunos minerales de arcilla que favorecerían la disolución de cuarzo, otros autores consideran a la presión efectiva como una variable de primer orden (Robin, 1978; Rutter, 1983; Worden y Morad, 2000; Worden y Burley, 2003).

Stephenson et al. (1992) propusieron un modelo teórico de interpenetración de clastos en areniscas sepultadas a elevadas profundidades como una alternativa a la presión-solución. En este modelo se plantea que el hasta aquí considerado mecanismo de presión-solución puede ser mejor explicado como un proceso mecánico de deformación inelástica antes que de disolución química. Los rasgos principales del modelo se muestran en la figura 11.18D, allí se ha supuesto un radio unitario de 1 y una zona de contacto de radio x. Nótese que la zona de contacto tiene dos componentes, el contacto clasto-clasto y la zona de cementación adyacente siendo dh la medida de "interpenetración de granos".

En lo que concierne al efecto de la salinidad del fluido poral sobre la solubilidad de la sílice, en general se acepta que un incremento en la salinidad produce un decrecimiento en la solubilidad (Porter y James, 1986; Chan, 1989, Loucaides et al., 2008, Fig. 11.17), aunque algunos autores no han encontrado diferencias significativas, al menos en la disolución de la sílice amorfa (Siever, 1962). Probablemente, la discrepancia surja de la necesidad de considerar el tipo de cationes involucrados y el efecto de la salinidad sobre la polimerización de los ácidos silícicos (Chan, 1989; Loucaides et al., 2008).

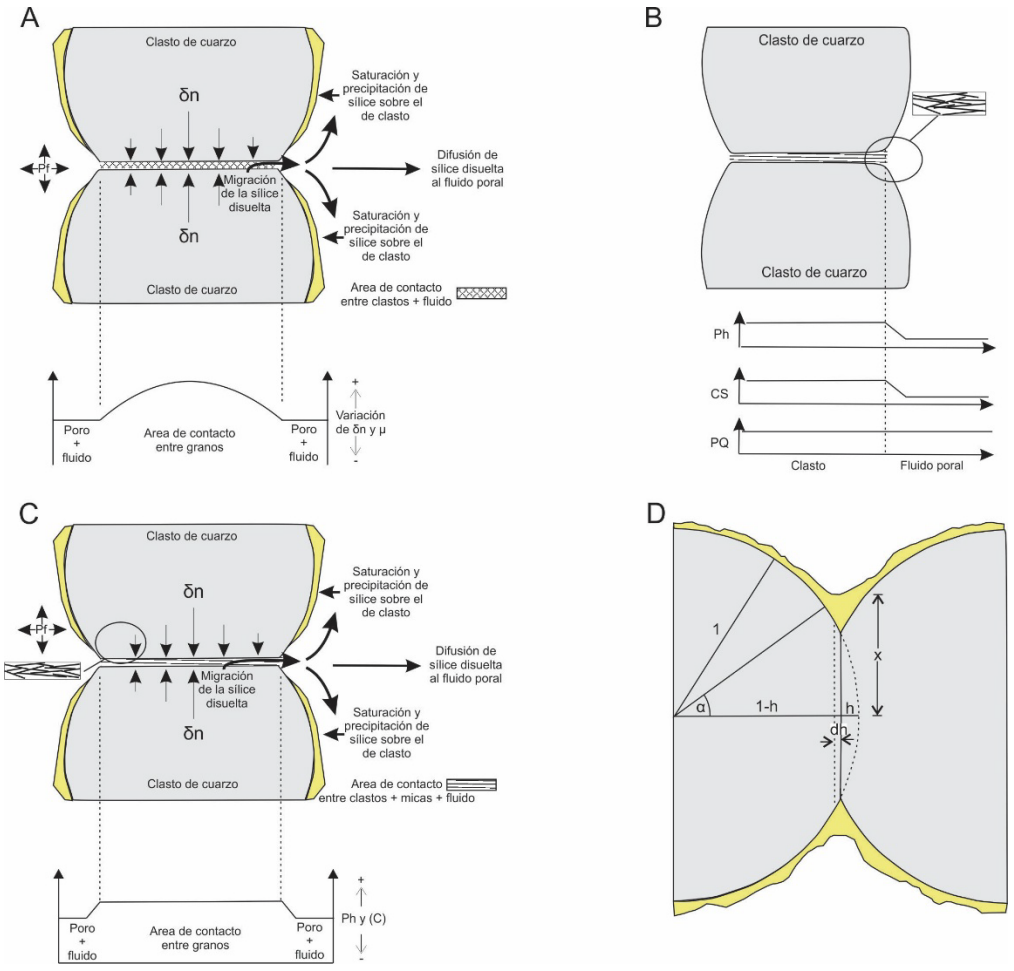


Figura 11.18. Modificada y compilada de Stephenson et al. (1992) y Sheldon et al. (2003). Referencias: Pf presión de fluido, δn componente vertical de la presión efectiva, CS concentración de sílice disuelta, PQ gradiente de potencial químico, 1 radio unitario, x radio de la zona de contacto, dh medida de interpenetración de granos. Para explicación véase el texto.

Mecanismos de precipitación: Debido a que las soluciones en equilibrio con sílice amorfa, por ejemplo, vidrio volcánico, están unas veinte veces sobresaturadas con respecto al cuarzo y que la precipitación o recristalización en formas estables parece ser un proceso muy lento, la sobresaturación en sílice de las soluciones porales podría ser común, no sólo en aguas superficiales, sino también en el ambiente diagenético (Van der Weijden, 2007). De hecho, la formación de crecimiento secundario donde los átomos de sílice se ordenan siguiendo la red cristalina de los clastos de cuarzo, requiere muy probablemente, precipitación lenta desde soluciones porales sobresaturadas en sílice con respecto al cuarzo.

Weres et al. (1981) y Van der Weijden (2007) resumieron la forma en la que ocurre la precipitación de sílice a partir de soluciones sobresaturadas indicando tres mecanismos principales que se complementan: 1. Condensación (formación de polímeros de sílice de tamaño extremadamente pequeño), 2. Nucleación (generación de sílice amorfa formando partículas coloidales) y 3. Adsorción sobre la superficie de los granos de cuarzo (en el

caso de crecimientos secundarios) o de otra composición (para formar diferentes tipos de cementos silíceos de cobertura o de oclusión). Es muy probable que el crecimiento secundario de sílice requiera de los tres mecanismos citados, o sea, condensación y nucleación para formar y depositar sílice amorfa sobre la superficie de los cristales y la adsorción como paso previo a la incorporación de los átomos a la red cristalina.

Un elemento que puede afectar considerablemente la formación de cementos de cuarzo de cobertura es la presencia de *rims* arcillosos o recubrimientos ferruginosos sobre los clastos. Estos *rims* pueden actuar limitando o incluso inhibiendo la precipitación sobre los clastos y, al mismo tiempo, favorecer la formación de cemento de micro o megacuarzo de oclusión (Wilson y Pittman, 1977; McBride, 1989; Scasso y Limarino, 1997; Ulmer-Scholle et al., 2014; Taylor et al., 2022; Walderhaug y Porten, 2022). Lo dicho afecta particularmente a los crecimientos secundarios de cuarzo en donde distintas coberturas arcillosas (clorita, esmectita, illita) aún de pocos micrones de espesor, pueden ser una barrera que afecta la continuidad cristalográfica del cemento con respecto al clasto.

Sin embargo, en muchos casos las coberturas arcillosas o ferruginosas no cubren la totalidad de los granos de cuarzo, pero cuando ello ocurre y si la solución poral se encuentra saturada en sílice precipitan pequeños cristales de cuarzo en continuidad óptica con el clasto (Fig. 11.4). Luego de la formación de esta primera fase de cristales dispuestos en la zona sin *rims* arcillosos, el crecimiento secundario puede continuar o no, según la disponibilidad de sílice en solución, la velocidad de precipitación y las condiciones químicas del fluido poral (Walderhaug y Porten, 2022).

Lógicamente, la precipitación de la sílice se produce cuando en la solución poral se alcanza la saturación para las condiciones de temperatura, pH y presión que muestre el sistema. Worden y Morad (2000) consideraron sólo la temperatura como variable de precipitación proponiendo dos escenarios diferentes: 1. Precipitación rápida y episódica versus 2. Cementación lenta y continua.

En el primer caso, la cementación se produce rápidamente, pero en varios eventos discontinuos, separados por muy delgados *rims* arcillosos, acumulación de inclusiones fluidas tipo 2 (Goldstein y Reynolds, 1994, Fig. 11.2) o bien el desarrollo de crecimientos secundarios con sutiles cambios composicionales y cristalográficos como los descriptos por Haddad et al. (2006). En contraste, el modelo de cementación continua no debería mostrar evidencias petrográficas de discontinuidades como las arriba señaladas.

En opinión de los autores de este libro, y sólo en términos generales, existen al menos cuatro estadios principales de formación de cemento silíceo, cada una de los cuales se caracteriza por su textura y cementos asociados (Fig. 11.19).

El primero, correspondiendo a la formación de silcretes, se produce en condiciones superficiales y subsuperficiales a temperatura ambiente y con libre circulación de fluidos (Summerfield, 1983a y b; Nash y Ullyott, 2007; Ullyott y Nash, 2006; Taylor y Eggleton, 2017, Fig. 10.18). Dentro de los silcretes es necesario reconocer al menos dos tipos, los edáficos y los freáticos (Milnes & Thiry, 1992; Nash et al., 1998; Ullyott y Nash, 2006). Los primeros están frecuentemente formados por calcedonia y microcuarzo, exhibiendo en ocasiones estructuras características de paleosuelos. Por el contrario, los silcretes

freáticos, especialmente los del tipo sacaroide (Ullyott y Nash, 2006), se originan en arenas que actuaron como niveles freáticos y fueron intensamente cementadas en condiciones muy superficiales. Un excelente ejemplo de silcrete freático aparece en la Formación Salto a la vera del río Uruguay, allí sucesiones arenosas inconsolidadas pliocenas muestran intercalaciones de hasta un metro de potencia y centenas de metros de continuidad lateral de capas intensamente silicificadas (llamadas por los lugareños informalmente "cuarcitas", Fig. 11 C y D). Estos horizontes corresponden a areniscas cuarzo-líticas dominadas por cemento de ópalo y, en menor medida, microcuarzo que representan niveles paleofreáticos. El origen de estos silcretes se debe a la continua circulación de aguas sobresaturadas en sílice, cuya fuente probablemente derivó de la alteración de vidrio volcánico y de actividad hidrotermal vinculada al extenso volcanismo cretácico, el que forma el basamento de la cuenca terciaria.

La afirmación de McBride (1989) en el sentido que es difícil la formación de cemento de cuarzo por debajo de los 40º C, es en opinión de los autores totalmente válida, pues se refiere a condiciones diagenéticas en las que privan mecanismo de difusión. Sin embargo, esta no se aplica a los silcretes freáticos arriba descriptos en donde es muy probable que la alta proporción de sílice haya sido controlada por advección en condiciones de libre circulación de fluidos sobresaturados en sílice con respecto al cuarzo y no por la temperatura.

Un segundo momento propicio para la precipitación de sílice parece ocurrir durante la eodiagénesis, formando crecimiento secundario de cuarzo o microcuarzo (Fig. 11.19). Este episodio podría ser equivalente al descripto por Surdam y Crossey (1987) que ocurriría entre los 20º C y 80º C y también corresponder al señalado por McBride (1989) para el rango de 40º C a 60º C.

Una tercera fase en la formación de cemento cuarzoso parecería tener lugar durante el fin de la eodiagénesis y principalmente durante la mesodiagénesis y correspondería a crecimiento secundario, outgrowths, o micro-megacuarzo como cemento de oclusión. Esta fase aparece muy frecuentemente cerrando parcial o totalmente la porosidad secundaria previamente formada, la que brinda el espacio de acomodación para la precipitación del cemento (Fig. 11.20). En algunos casos, los crecimientos secundarios desarrollados en esta fase se disponen sobre crecimientos previos formados durante la fase 2. Surdam y Crossey (1987) propusieron temperaturas cercanas a los 160ºC para este proceso, aunque probablemente la precipitación de sílice comience antes a temperaturas de 140ºC.

Un cuarto tipo de cemento cuarzoso ocurre en areniscas sumamente compactadas dominadas por contactos suturados entre clastos. En este caso es la disolución por presión el mecanismo que transfiere la sílice al espacio poral, la que luego precipita en zonas no comprometidas en contactos entre clastos donde la presión efectiva es menor (Figs. 11.18 y 11.19).

Mediante estudios petrográficos, de inclusiones fluidas y de isótopos del oxígeno Ren et al. (2021) reportaron tres fases de generación de cuarzo, aunque a temperaturas diferentes a las arriba consideradas. En la primera fase la sílice provino de la disolución

de feldespatos y fragmentos volcánicos, produciéndose la precipitación de cuarzo entre los 56º C y 85º C. Una segunda fase (entre 90º C – 125º C) y la tercera fase (130º C – 175º C) resultaron de la disolución masiva de feldespatos por ácidos orgánicos, la illitización y cloritización de la esmectita y disolución por presión.

Wang et al. (2020) también reportaron tres fases principales de cementación cuarzosa sobre la base del estudio de inclusiones fluidas. La primera corresponde a cemento formado por presión-solución en el rango de 79°C-104°C, mientras que en la segunda y tercera fase el aporte de sílice fue en gran medida controlado por advección, resultante de fluidos hidrotermales que invadieron la arenisca obteniéndose temperaturas máximas de 130°C (segunda fase) y 150°C (tercera fase).

Paralelamente, Kashif et al. (2022) citaron precipitación continua de cemento de cuarzo entre los 70º C y 130º C generados a partir de la transformación de arcillas, disolución de feldespatos y parcialmente disolución por presión. Por otro lado, Yu et al. (2022) también reportaron precipitación continua de cuarzo entre los 49º C y 143º C.

Fase	Marco diagenético	Tipo de cemento	Observaciones
1	Superficial a subsuperficial corresponde a silcretes edáficos y freáticos	Predominan cementos de microcuarzo, calcedonia y ópalo. Raramente crecimiento secundario de cuarzo	Areniscas con alto IGV, contactos entre clastos flotantes y tangenciales. En el caso de los silcretes freáticos la sílice podría haber sido aportada por advección.
2	Sistemas diagenéticos abiertos con limitada profundidad de sepultamiento. Corresponde a cementos originados en la eodiagénesis	Cementos silíceos tanto de borde como de oclusión, la disposición del cemento está principalmente controlada por la porosidad primaria. Frecuentes crecimientos secundarios de cuarzo de baja temperatura	Moderado valor de IGV con contactos entre clastos tangenciales a rectos. En el caso de desarrollo de crecimiento secundario o de rims de microcuarzo puede actuar como cemento de sostén preservando parte de la porosidad primaria
3	Sistemas diagenéticos hidrológicamente cerrados con moderada a elevada profundidad de sepultamiento. Probablemente corresponde al intervalo eodiagénesis tardía - mesodiagénesis	La distribución espacial de los cementos formados en esta fase está en gran medida controlada por la porosidad secundaria, a la cual obliteran parcial o totalmente. Forman cementos de oclusión (microcuarzo, megacuarzo) y en menor medida crecimientos secundarios, en ocasiones sobre crecimientos formados en etapas previas	Moderado a alto valor de IGV, aunque frecuentemente la parcial disolución de clastos altera profundamente la fábrica de la arenisca
4	Sistemas diagenéticos hidrológicamente cerrados con alta profundidad de sepultamiento. Mesodiagénesis avanzada	Formados an areniscas cuarzosas sepultadas a gran profundidad. Dominan los procesos de disolución por presión y la generación de crecimientos secundarios de cuarzo discontinuos. Además de crecimientos secundarios pueden formarse coberturas silíceas que no guardab continuidad óptica. En menor medidad ocurre microcuarzo	La fábrica de la arenisca esta muy condensada, el IGV tiende a cero y dominan los contactos suturados entre clastos

Figura 11.19. Propuesta de agrupamiento de fases de precipitación de cementos cuarzosos. La abreviatura IGV se refiere al espacio intergranular (véase Capítulo 5).

Por lo expuesto, no existe al presente un modelo sobre temperaturas de precipitación de cuarzo que sea válido en todos los casos, ya que existe, además de la temperatura, una multitud de factores que controlan la precipitación de sílice, incluyendo la composición química de la solución poral, variaciones en el pH, presión efectiva, composición de la fracción clástica, entre otros. Por lo tanto, las temperaturas de precipitación del cemento deberán ser estudiadas en cada caso y el esquema aquí presentado de cuatro fases principales debe ser sólo tomado como una aproximación a la problemática.

Disolución del cemento de sílice: Una vez precipitados los cementos silíceos son en general muy estables, esto es debido a la alta energía necesaria para la activación de la reacción de hidrólisis del enlace Si−O−Si. Sin embargo, es un hecho fácilmente comprobable al microscopio petrográfico que la parcial disolución del cemento de cuarzo y calcedonia no es inusual durante la diagénesis (McBride, 1989; Hurst, 2003; Sheldon et al., 2003; Nangia y Garrison, 2009; Martin et al., 2021). La disolución se manifiesta como pequeñas caries, bordes del cemento corroídos y en casos extremos el engolfamiento de crecimiento secundario de cuarzo u otros tipos de cementos silíceos (Fig.11.21).

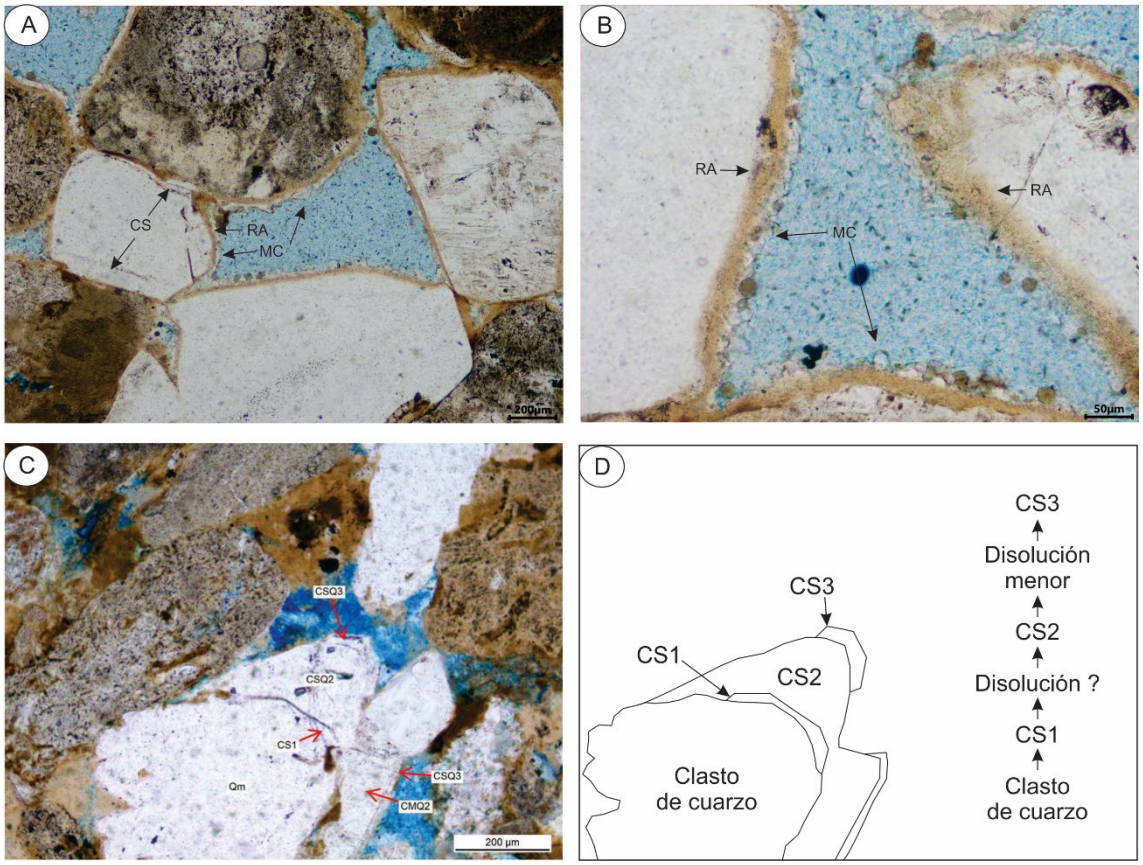


Figura 11.20. Fotografías ilustrando la precipitación de cemento silíceo como microcuarzo y crecimientos secundarios. A. Crecimiento secundario de cuarzo (CS) seguido por la formación de cemento arcilloso tipo rim (RA) y posteriormente la precipitación de cemento de microcuarzo, es probable que el grueso *rim* arcilloso haya evitado la generación de una nueva etapa de crecimiento secundario de cuarzo (compárese con la foto C); B. Cemento de microcuarzo (MC) que se apoya sobre un *rim* arcilloso previo (RA), obsérvese que tanto el cemento arcilloso como el microcuarzo se extienden tapizando todo el poro; C. Varias etapas de generación de cemento de cuarzo en continuidad óptica, el CS1 muestra una distribución discontinua, mientras que CS2 es el de mayor desarrollo, seguido por una última etapa de precipitación de sílice (CS3); D. Esquema mostrando las sucesivas etapas de crecimientos secundarios mostrados en la foto C, nótese que la distribución discontinua del CS1 podría interpretarse como debida a una etapa de disolución previa o bien a una precipitación localizada de sílice. A, B y C nicoles paralelos.

Desde el punto de vista químico la disolución se expresa como,

$SiO_2(s) + 2H_2O \rightarrow H_4SiO_4(aq)$

De acuerdo con lo señalado en este capítulo la solubilidad depende principalmente del pH, la temperatura y la especie mineral involucrada, aunque este último parámetro puede ser acotado si asumimos que se trata de cemento de cuarzo. Cabe entonces preguntarse cuál de las restantes variables se ha modificado de manera de promover la disolución de la SiO_2. En lo que respecta al pH, como ha sido previamente señalado, la solubilidad es baja alcanzando su mínimo a un pH de 4,8 (Brantley et al., 2008; Martin et al., 2021) y sólo aumenta considerablemente a partir de un pH superior a 9,8, valor no infrecuente en el ambiente diagenético (Fig. 11.16). De igual forma la solubilidad del cuarzo es también baja, tanto a temperatura ambiente como diagenética, aunque se incrementa ligeramente con la temperatura (Fig. 11.14). Paralelamente, la concentración de electrolitos y, en particular, de algunos cationes como K^+ y Na^+ parecen aumentar la solubilidad de la sílice, así como también la presencia de algunas arcillas sobre la superficie de los granos. Por otro lado, el F^- y Al^{3+} puede controlar el proceso de precipitación-disolución (van der Weijden, 2007).

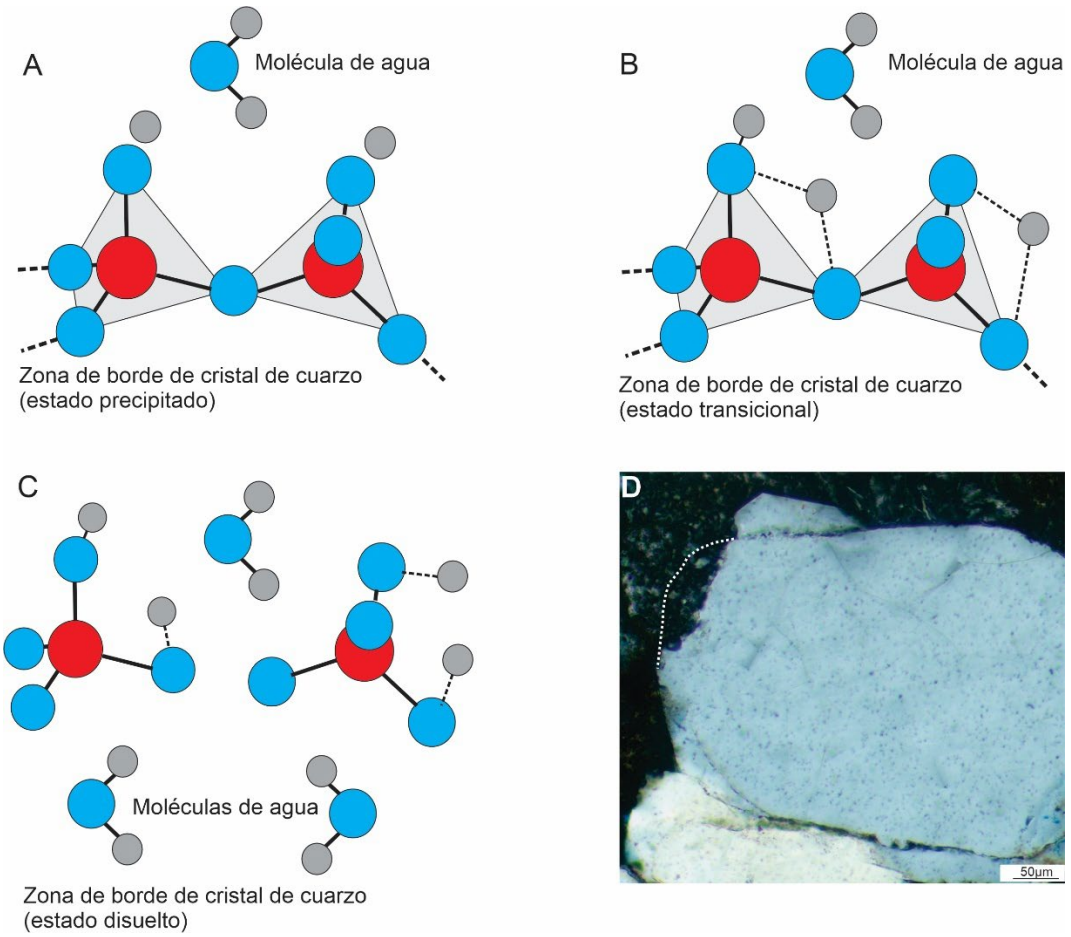


Figura 11.21 (página anterior). Representación esquemática de la disolución del cemento de cuarzo: A. Tetraedros de cuarzo (zonas grises) localizadas en los márgenes del cristal en contacto con moléculas de agua y una red discontinua de enlaces formada por átomos de hidrógeno; B. Estado transicional que señala el punto límite antes que se produzca la ruptura de los enlaces entre los tetraedros; C. Disolución y formación de ácido ortosilícico y D. Ejemplo de la disolución de crecimiento secundario de cuarzo correspondiente a la figura 10.3B, la línea punteada muestra el probable margen del crecimiento secundario disuelto (nicoles cruzados). Modificado de Martin et al. (2021).

Es probable entonces que la disolución del cemento de cuarzo no se deba al cambio de una sola variable, sino al resultado de la interacción de varios factores, como ligeras variaciones en el pH, el incremento en la temperatura durante el soterramiento y cambios en la química de la solución poral durante la diagénesis. Martin et al. (2021) presentaron un modelo cinético enfocado a caracterizar las condiciones que llevan a la disolución y reprecipitación del cemento de cuarzo (Fig. 11.21).

La sección delgada de la figura 11.21D claramente muestra que la precipitación de cuarzo, su parcial disolución y nuevas fases de precipitación de cementos de sílice son mucho más comunes que lo corrientemente reportado en areniscas. Como se ha señalado, la alternancia de períodos de disolución y precipitación probablemente no puedan ser explicados por cambios en una única variable (pH, temperatura, especie mineral, composición de la solución poral, presión litostática, presión efectiva, etc.) sino por el efecto sobre el cemento de la interacción de los parámetros mencionados.

CEMENTOS DE FELDESPATOS

Este tipo de cementos es mucho menos frecuente que los silíceos y corresponde principalmente a crecimientos secundarios desarrollados tanto sobre clastos de feldespatos potásicos (ortosa, microclino y con menor frecuencia sanidina) como de plagioclasa (Reynolds, 1929; Kastner y Siever, 1979; Girard et al., 1988; Hagen et al., 2001). Aunque comúnmente se los señala como casi exclusivos de areniscas con altos porcentajes de feldespatos también aparecen, aunque con mucha menor frecuencia, en arenitas líticas (Molenaar et al., 2015; Taylor et al., 2022). Los feldespatos resultan un grupo mineralógicamente complejo integrado por los potásicos ($KAlSi_3O_8$) que forman una serie continua con la albita y, a su vez, las plagioclasas una serie isomorfa entre la albita ($NaAlSi_3O_8$) y la anortita ($CaAl_2Si_2O8$, Fig. 11.22). A pesar de la mencionada complejidad, la composición de los cementos de feldespatos en areniscas es simple y, por lo general, corresponde a albita o feldespato potásico casi puro (Waugh, 1978; Girard et al., 1988; Worden y Rushton, 1992; Fischer et al., 2012; Molenaar et al., 2015; Monsees et al, 2021; Pe-Piper y Piper, 2022; Fig. 11.22). En el caso de los cementos de feldespato potásico predominan los de ortosa y microclino, siendo menos frecuentes los de sanidina y anortoclasa.

Enlaces a imágenes 11.2: Ejemplos de cementos de feldespatos
Worden, y Rushton (1992): https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article/62/5/779/113866/. Imágenes petrográficas y de MEB, de texturas de feldespato autigénico (Figs. 2,3 y 4).
Lee y Parsons (2003): https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00567.x Imágenes MEB y TEM ilustrando miocrotexturas de feldespatos autigénicos (varias imágenes).
Maraschin et al. (2004): https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/382762. Imágenes petrográficas y MEB de la precipitación de feldespato potásico durante la eodiegénesis (Figs. 4,5 y 6).
Ulmer et al. (2014: www.aapg.org. Varias imágenes petrográficas ilustrando cementos de feldespato.
Taylor et al. (2022): https://doi.org/10.2110/sepmcsp.13 Imágenes petrográficas y MEB de diferentes tipos de cementos (incluyendo feldespatos).

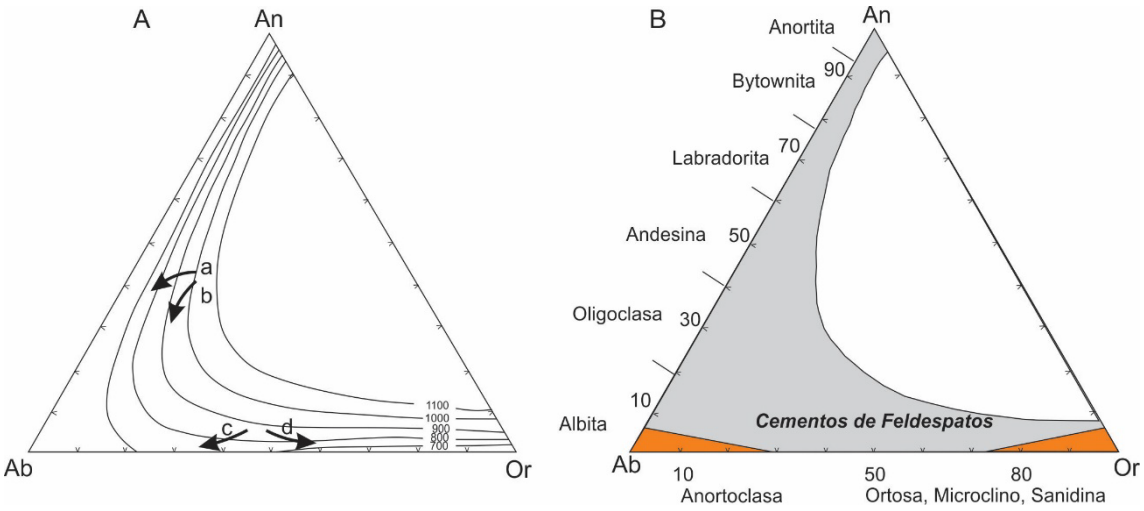


Figura 11.22. A. Isotermas en el diagrama ternario solvus para los feldespatos (temperatura en grados Celcius), nótese como la albita y feldespato potásico se forman a más bajas temperaturas que el resto de las plagioclasas. Las flechas indican la evolución de la composición de los feldespatos al bajar la temperatura (modificado de Nekvasil, 1992). B. Ubicación de la composición de los cementos de feldespatos (color naranja) dentro del sistema albita-ortosa-anortita (color gris), obsérvese que la mayoría de los cementos son de ortosa o albita casi pura.

Con toda seguridad la composición química simple de los cementos de feldespatos refleja la baja temperatura a la que se forman durante la diagénesis, especialmente cuando se las compara con las temperaturas de cristalización del resto de las plagioclasas en rocas magmáticas o metamórficas (Kastner y Siever, 1979; Girard et al., 1988).

Desde el punto de vista textural se presentan en cuatro variedades principales: 1. Crecimientos secundarios en continuidad óptica (Buyce y Friedman, 1975, Sibley, 1978), 2. Cemento de reborde, 3. Textura de rombos imbricados y 4. Raramente como cemento de oclusión (Sibley 1978; Milliken, 1989; Figs. 11.23 y 11.24). Aunque el cemento en continuidad óptica es el más frecuente como indicara Waugh (1978), esto no ocurre en todos los casos pues la continuidad óptica puede faltar o ser solo parcial. El cemento en continuidad óptica es mucho más límpido que el clasto huésped, por lo general no presenta ningún tipo de inclusiones y se dispone como una delgada película de entre 50 micrones y 120 micrones de espesor (Girard et al., 1988; Worden y Rushton, 1992; Lee

y Parsons, 2003; Bossennec et al., 2021; Haihua et al., 2024). El cambio en la composición química en el contacto entre el clasto y el crecimiento secundario es por lo general abrupto como se muestra en la figura 11.23A (Ali y Tuner, 1982; Lee y Parsons, 2003).

Aunque se ha señalado como una característica de este cemento la falta de maclado, en ocasiones y especialmente en las plagioclasas, el cemento refleja la continuidad cristalográfica de las maclas e incluso, en raros casos, invierte su extinción al observarse con nicoles cruzados (Fig. 11.24). Otro aspecto interesante es la presencia de cambios composicionales dentro del crecimiento secundario de feldespatos observadas con MEB, microsonda, microscopio de cátodoluminiscencia y muy raramente bajo microscopio petrográfico (Alí y Tuner, 1982; Milliken, 1989; Lee y Parsons, 2003).

Al respecto, Ali y Tuner (1982) utilizando microsonda, analizaron la variación composicional entre el clasto hospedante (ortosa) y el crecimiento secundario de feldespato. Como puede verse en la figura 10.23A existe un abrupto cambio composicional, ya que al pasar del clasto al cemento aumenta abruptamente la cantidad de K_2O a la vez que disminuye el Na_2O. Dicho en otras palabras, el cemento de feldespato potásico es casi puro, lo que contrasta con el clasto de ortosa que mostraba cantidades menores de Na_2O. Otro aspecto destacable es una sutil zonación composicional del crecimiento secundarios donde se desarrollan bandas que definen pequeñas variaciones en la cantidad de K_2O, Na_2O y BaO (Fig. 11.23A).

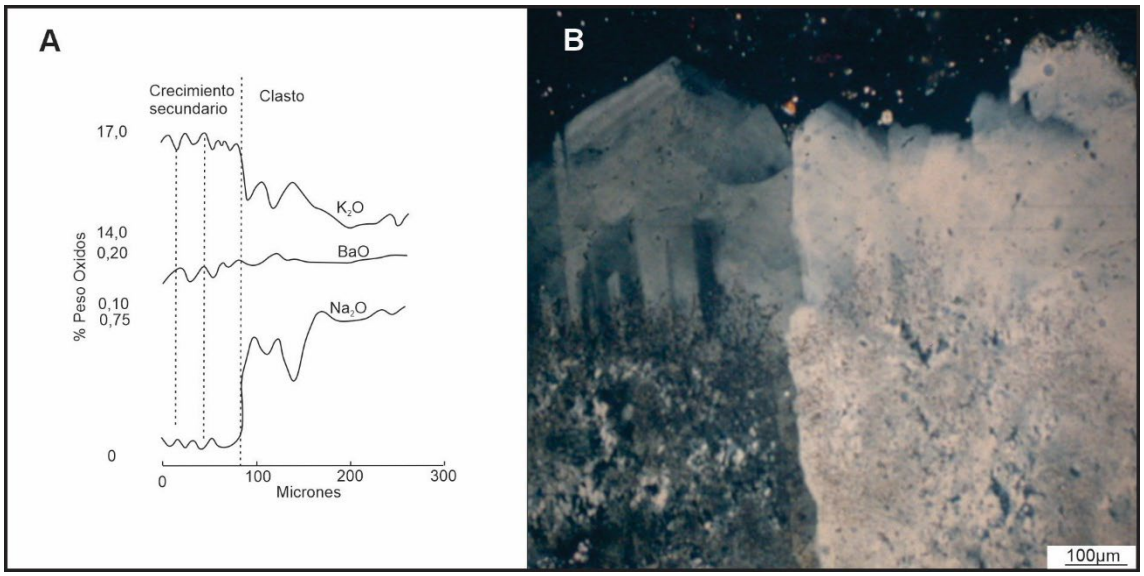


Figura 11.23. A. Detalle del abrupto cambio químico entre el clasto y el crecimiento secundario, obsérvese la zonación desarrollada en el cemento como resultado de variaciones en la proporción de Na_2O, K_2O y BaO (tomado de Ali y Tuner, 1982). B. Microfotografía del cemento de cobertura de feldespato potásico desarrollando su típica textura de cristales rómbicos imbricados.

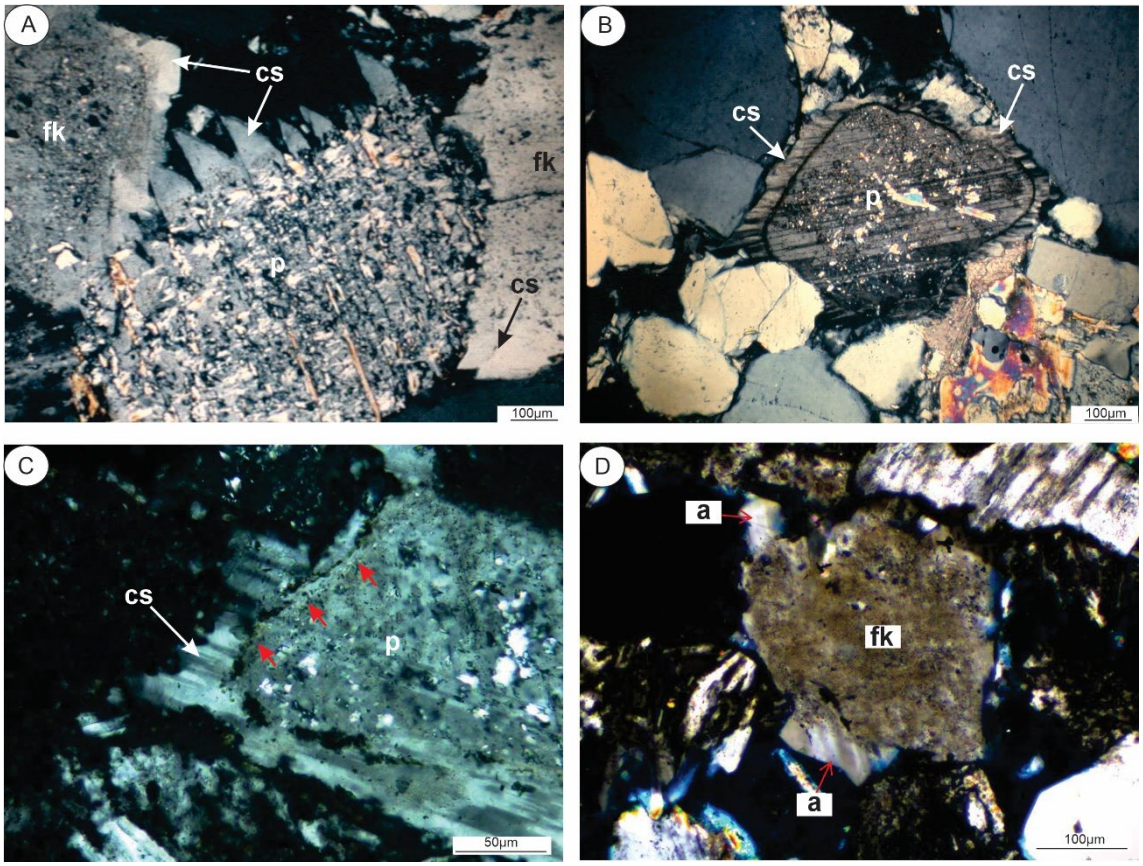


Figura 11.24. Ejemplos de crecimientos secundarios de feldespatos: A. Clasto de plagioclasa (p) con el clásico maclado polisintético sobre el que se desarrolla crecimiento secundario (cs), nótese el contraste entre la alteración del clasto y del cemento (fk indica feldespato potásico); B. Desarrollo de crecimiento secundario (cs) rodeando por completo a un clastos de plagioclasa (p); C. Clasto de plagioclasa (p) y crecimiento secundario (cs), nótese que este último muestra un maclado más visible y menor grado de alteración, las flechas rojas indican el límite que separa al clasto del cemento; D. Grano de feldespato exhibiendo intensa alteración arcillosa (fk) y desarrollo del cemento de feldespato conformando cristales rómbicos (a). Todas las fotos con nicoles cruzados.

La observación efectuada por Worden y Rushton (1992) en relación a la composición dominantemente potásica, en ocasiones albítica pero no cálcica, de los crecimientos secundarios de feldespatos, cuando el clasto es ortosa o microclino, es concordante con lo observado previamente por Waugh, (1978), Ali y Tuner (1982) y Lee y Parsons (2003).

Un segundo tipo de cemento de feldespato son aquellos de cobertura que no se disponen en continuidad óptica sobre los clastos, e incluso en ocasiones aparecen como delgados *rims* sobre fragmentos líticos de variada composición. El cemento de cobertura de feldespato tiene características similares al crecimiento secundario arriba descripto (límpido, falta de inclusiones), aunque su espesor, por lo general, es menor y de hecho con frecuencia no es continuo ya que, en algunos casos, solo cubre parcialmente la superficie del clasto (Fig. 11.24).

El tercer tipo corresponde a cementos de feldespato que exhiben una disposición rómbica de pequeños cristales de entre 5 micrones y 100 micrones de largo, por lo general se disponen sobre la superficie de clastos de feldespato potásico, principalmente ortosa y

microclino. Este tipo de textura es característica al ser observada en corte delgado, pues además de la forma rómbica, exhibe una notable imbricación de los cristales y bandas de crecimiento que, en ocasiones, muestran diferente ángulo de extinción con nicol cruzado (Figs. 11.23 y 11.24).

Worden y Rushton (1992) efectuaron un completo estudio de este tipo textural de cemento, adjudicando el desarrollo de rombos de feldespato a la formación de cristales "tipo adularia" (véase también Baskin, 1956; Waugh, 1978; Lee y Parsons, 2003), los que muestran hábito similar a rombos con un ángulo de aproximadamente 116º entre sus caras (Fig. 11.25).

El mecanismo de crecimiento del cemento feldespático con textura rómbica fue analizado por Worden y Rushton (1992) y puede resumirse como sigue. Inicialmente, se produce la neoformación de cristales aislados de muy pequeño tamaño, cuya observación al microscopio petrográfico no siempre es posible (Waugh, 1978; Fig. 11.25A). En una segunda etapa los cristales crecen en tamaño y cubren una mayor área de la superficie del clasto, en esta fase los cristales pueden o no respetar la orientación de las maclas (Fig. 11.25B). A medida que la precipitación de cemento continúa, cubre la totalidad del perímetro del grano y comienzan a desarrollarse los cristales de hábito rómbico que caracterizan a esta textura (Fig. 11.25C). Finalmente, el crecimiento del cemento se prolonga hacia el interior del poro y los rombos se superponen unos sobre otros con un muy ligero cambio en la orientación cristalográfica (Fig. 11.25D). Este tipo de textura en los crecimientos secundarios de feldespatos fue descripto por Waugh (1978) y Girard et al. (1988) como *"hacksaw-like terminations"* (terminaciones en forma de sierra).

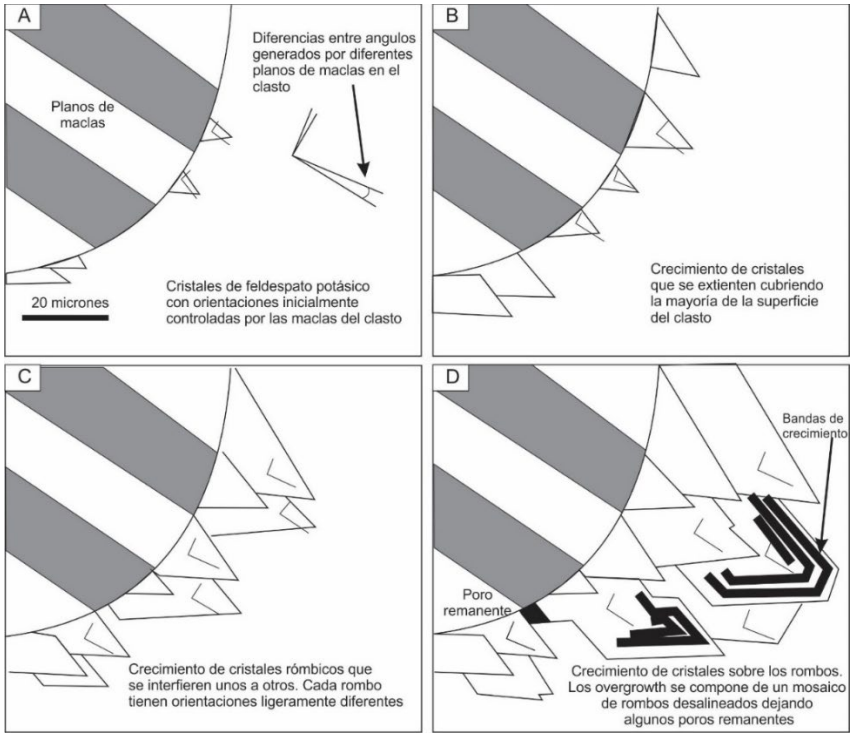


Figura 11.25. Modelo presentado por Worden y Rushton (1992) para el desarrollo del crecimiento de cristales imbricados de forma rómbica. Para explicación véase el texto.

Worden y Rushton (1992) interpretaron que los núcleos iniciales de los cristales crecieron sobre la superficie del clasto siguiendo la estructura cristalina original para superar la barrera de activación asociada con la nucleación desde la solución. Este proceso se conoce como "epitaxia" y es el que domina en crecimientos en continuidad óptica de cementos de cuarzo y carbonato principalmente. En el caso de la textura rómbica la situación es algo diferente, ya que el crecimiento de los cristales de feldespato muestra pequeñas dislocaciones relacionadas a los planos cristalográficos.

Los crecimientos secundarios de plagioclasa frecuentemente son discontinuos y parecen tener mejor desarrollo prolongando los planos de maclas, en este caso el crecimiento por lo general respeta la orientación del maclado, de manera que conservan los planos de extinción al rotar la platina (Fig. 11.26). En algunos pocos casos se ha observado inversión en el crecimiento secundario con respecto a la macla del clasto.

Como en el caso de los crecimientos secundarios la existencia de *coatings* arcillosos bien desarrollados sobre la superficie de los feldespatos dificulta y hasta inhibe la precipitación de cemento de ortosa y albita (El-Ghali et al., 2022).

El feldespato como cemento de oclusión ha sido mucho menos descripto en la literatura (Sibley, 1978, De Ros et al., 1994; Fischer et al., 2012), probablemente porque se presenta como agregados microcristalinos que pueden ser fácilmente confundidos con el cemento de microcuarzo. Es por ello que para su correcta identificación frecuentemente requiere, además de la observación petrográfica, estudios en MEB, microsonda y rayos X. Silbey (1978) describió al cemento de oclusión de feldespato potásico como formado por agregados de fibras irregulares con extinción ondulosa, que sólo esporádicamente desarrollan formas cristalinas aproximadamente romboidales. En el caso examinado por Silbey (1978), la cementación de feldespato postdata a crecimientos secundarios de cuarzo y ha sido interpretada como formada durante la diagénesis tardía.

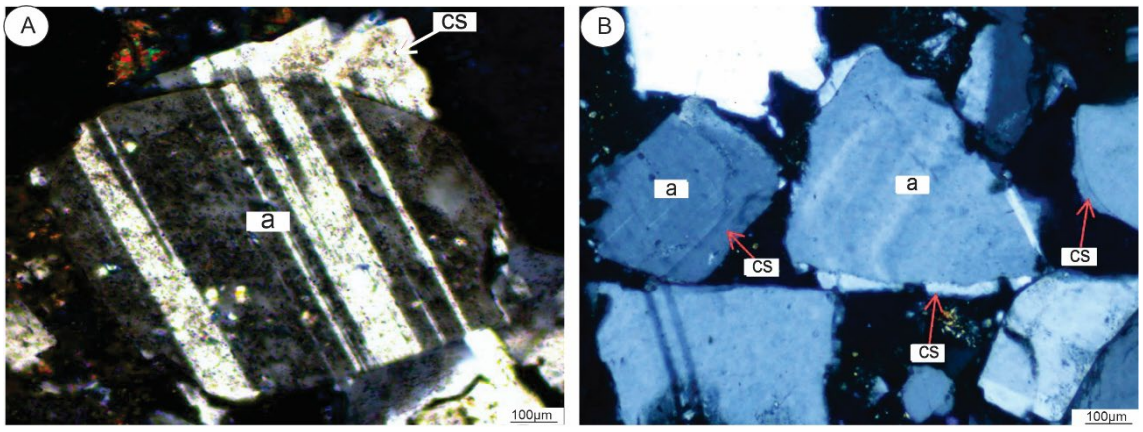


Figura 11.26. Dos ejemplos de cemento de cobertura de plagioclasa: A. Clasto de plagioclasa (a) en donde el crecimiento secundario (cs) continua el maclado del clasto sin modificar su orientación cristalográfica; B. Cemento de cobertura de plagioclasa que no se encuentra en continuidad óptica con los clastos. Las dos fotos con nicoles cruzados.

Origen del cemento de feldespato: Antes de discutir el origen del cemento de feldespato es necesario tener en cuenta dos puntos principales: 1. La generación de este tipo de cemento requiere del aporte desde la solución poral de sílice, aluminio y potasio o sodio según se trate de ortosa o albita (Waugh, 1978) y 2. Aunque no siempre, pero sí con frecuencia, el cemento de albita suele asociarse a procesos de albitización descritos en el Capítulo 5.

Con respecto al primer punto, se postuló originalmente que para secuencias marinas el aluminio y la sílice eran provistos por procesos diagenéticos relacionados a la transformación de arcillas y feldespatos detríticos, siendo el potasio y el sodio remanentes del agua de mar en la solución poral (Berg, 1952; Kastner, 1971). Sin embargo, no sólo las secuencias marinas muestran cementos de feldespato, éstos también se presentan en sucesiones continentales por lo que debe necesariamente considerarse otra fuente de provisión de potasio y sodio (Waugh, 1978; Maraschin et al., 2004).

Otra fuente de potasio y sodio frecuentemente citada corresponde a la hidrólisis de los feldespatos durante la diagénesis temprana, la que además proveería suficiente aluminio y sílice. El problema de esta explicación es que necesita de la destrucción del mismo mineral que luego debe precipitar como cemento. Además, la precipitación debe ocurrir antes que la reducción del espacio poral avance lo suficiente como para dificultar el desarrollo de los distintos cementos de cobertura o del menos frecuente cemento de oclusión.

Es importante tener en cuenta que, aunque la fuente sean granos de feldespato, la composición química del cemento es por lo general distinta al clasto original. Ello es debido a que como se ha dicho, los cementos son por lo general puros, ya sea en el caso de la albita o del feldespato potásico, y ambas especies son las más estables en condiciones de baja temperatura. La figura 11.27 esquematiza cómo la disolución de especies menos estables de las plagioclasas, desde la labradorita hasta la oligoclasa, e incluso aquellos feldespatos potásicos que muestran ligero incremento en calcio, pueden generar suficiente cantidad de sílice, aluminio, potasio y sodio como para formar cementos de feldespato. En la mayoría de las areniscas con cementos de feldespatos, la proporción del cemento es lo suficientemente baja como para permitir que una cantidad discreta de disolución de clastos de plagioclasa o feldespatos potásicos sea suficiente.

Por otro lado, la transformación de dos moles de feldespato potásico forma un mol de caolinita y libera además en solución cuatro moles de sílice y dos moles de potasio, según la reacción,

$$2KAlSi_3O_8 \text{ (ortosa)} + H_2O + 2H^+ \text{ ---- } Al_2Si_2O_5(OH)_4 \text{ (caolinita)} + 4\ SiO_2 + 2K^+$$

Por lo tanto, la transformación de feldespato potásico en caolinita deja como residuo al menos parte de los componentes fundamentales para formar el cemento de feldespato potásico. La misma línea de razonamiento puede aplicarse a la transformación de la albita en caolinita.

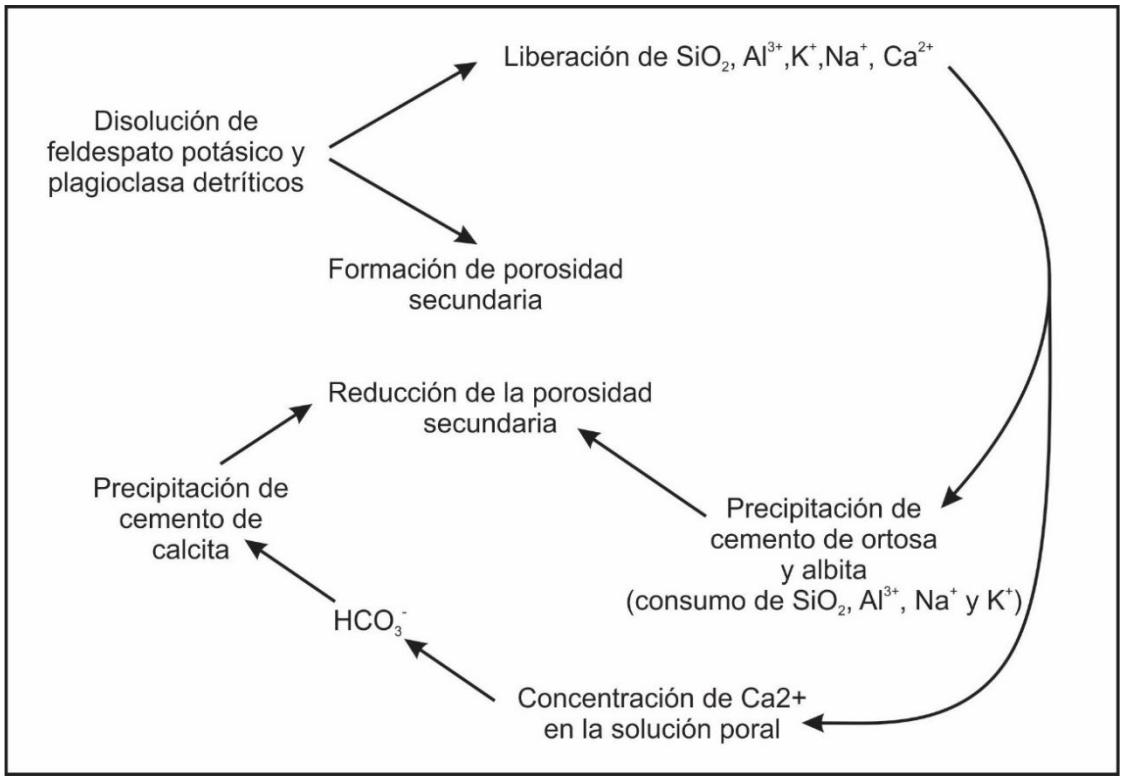


Figura 11.27. Modelo conceptual para el origen de cemento de feldespato a partir de la disolución de clastos de composición similar. Nótese la relación entre la formación de cemento de feldespato y de carbonato, asociación frecuentemente observada en secciones delgadas.

A lo dicho debe agregarse que existen otras fuentes alternativas, especialmente para el potasio. Los minerales micáceos, en particular la biotita y muscovita, tienen valores de entre 11% y 12% de K_2O, los que no son muy diferentes cuando se los compara con aproximadamente el 17% de K_2O presente en la ortosa o el microclino. Aunque la cantidad de micas en areniscas por lo general no es elevada, tampoco lo es el porcentaje de cemento de feldespato. Del mismo modo, la disolución diagenética de fragmentos de rocas inestables (volcanitas, metamorfitas, etc.) podrían proveer no sólo el potasio, sino también el sodio, la sílice y el aluminio necesario para el cemento (Waugh, 1978).

El cemento de feldespato potásico, en particular los crecimientos secundarios y los recubrimientos de granos, han sido interpretados como formados durante la eodiagénesis e incluso en algunos casos en condiciones de escaso sepultamiento (Waugh, 1978; Worden y Rushton, 1992; De Ros et al., 1994; Maraschin et al., 2004; Fischer et al., 2012). También el cemento de albita fue considerado como un cemento temprano precipitado antes de una significativa compactación y asociado a albitización de los feldespatos (Chowdhury y Noble, 1993).

Aunque para muchos investigadores la precipitación de cemento de feldespato parece ser un proceso desarrollado a bajas temperaturas, otros autores señalan dos etapas de cementación para el feldespato potásico, una de baja y otra de moderada a alta temperatura (Fischer et al., 2012; Bossennec et al., 2021, Weibel et al., 2019). De hecho, Weibel et al. (2019) describieron la formación de crecimientos secundarios de feldespato a temperaturas superiores a los 90-100 ºC e inferiores a los 120 ºC. En este caso, el

cemento de feldespato no parece resultar de la disolución de plagioclasas o feldespatos potásicos previos, ni relacionado a la neoformación de arcillas, sino a la transformación de zeolitas, particularmente de clinoptilolita y mordenita.

En síntesis, se puede concluir que posiblemente existan dos fases de formación de cemento de feldespato, una de baja temperatura y soterramiento (Waugh, 1978; Worden y Rushton, 1992; De Ros et al., 1994; Maraschin et al., 2004) y otra de mayor temperatura y sepultamiento (Fischer et al., 2012, Bossennec et al., 2021 y Weibel et al., 2019).

Manteniendo un pH fijo, el tamaño y desarrollo de crecimientos secundarios de feldespato es función del aporte desde la solución poral (continuo versus discontinuo) de sílice, aluminio, potasio y sodio. Aparentemente, a bajas tasas de precipitación los cristales se desarrollan lentamente y se acomodan mejor a la estructura cristalina del clasto núcleo, formando una cobertura más continua y cristales mejor desarrollados (De Ros et al., 1994; Maraschin et al., 2004).

En areniscas, donde se ha identificado cemento de ortosa, parece existir una relación inversa entre la proporción de este cemento y la cantidad de illita, probablemente originada en la competencia por el K^+ al progresar el sepultamiento (Fischer et al., 2012). Similares relaciones de competencia han sido también reportadas para el potasio con respecto al bario y el cesio, lo que en algunos casos lleva al desarrollo de cementos de feldespatos con cristales zonados, asociados a pequeñas proporciones de celsiana ($BaAl_2Si_2O_8$, un aluminosilicato monoclínico que forma una serie isomorfa con la ortosa) y de minúsculos cristales de baritina (Lee y Parsons, 2003).

CEMENTOS DE ZEOLITAS

Aunque las zeolitas son consideradas por algunos autores poco frecuentes en areniscas, estas pueden ser muy comunes tanto como cementos o reemplazo de clastos, especialmente en aquellas psamitas de composición lítica, en las que existe una importante participación de fragmentos de volcanitas o de vidrio volcánico. La fórmula general de las zeolitas puede expresarse como,

$$A_mZ_rO_{2r}.sH_2O$$

donde A corresponde a Na y Ca, junto a menores proporciones de K, Ba y Sr (raramente participan Li, Mg y Sr) y Z a Si más Al. Como características generales son minerales hidratados con variable cantidad de moléculas de agua, la relación Si/Al nunca supera la proporción 1:1 y la de Si+Al/O es siempre 1:2.

Su estructura cristalina puede describirse como formada por un armazón tridimensional de tetraedros $(Si,Al)O_4$ que se dispone formando anillos desde 3 a 6 miembros (Fig. 11.28). En estas estructuras se desarrollan un gran número de espacios vacíos cuya consecuencia es que las zeolitas muestran la configuración más abierta de los tectosilicatos y de otros grupos de silicatos (Armbruster y Gunter, 2001). Además, en los

canales y huecos correspondientes a los espacios vacíos se alojan moléculas de agua y cationes extra-estructura que pueden ser intercambiables (Fig. 11.28).

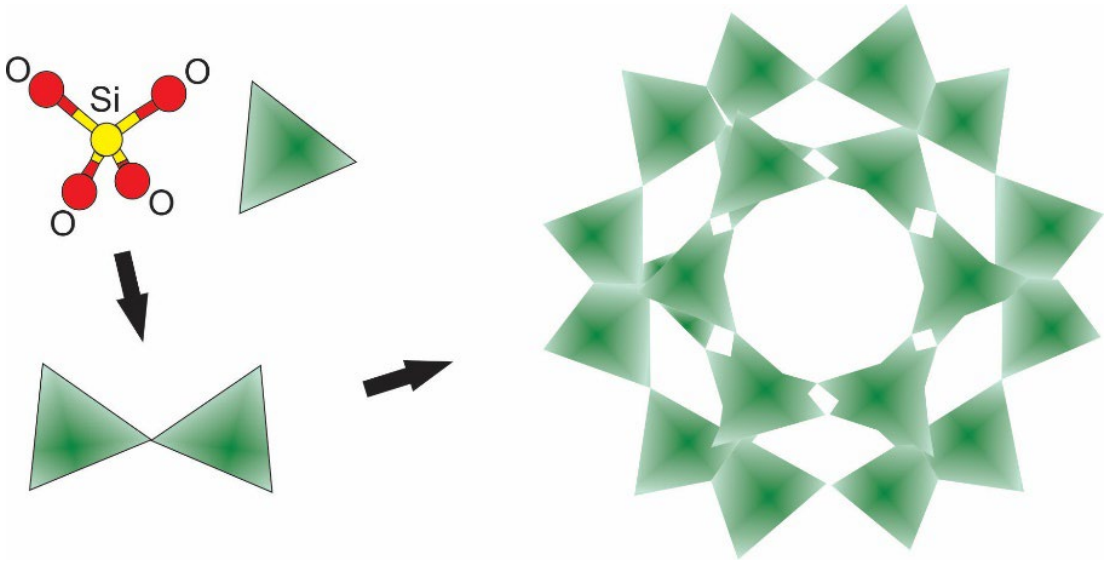


Figura 11.28. Ejemplo simplificado de la agrupación de tetraedros que conforma una estructura en anillos en las zeolitas. Tomado de Król (2020).

Aunque las zeolitas están compuestas por un elevado número de minerales (unos 40), en el caso de los cementos de areniscas sólo cinco son más o menos frecuentes: analcima ($Na_{16}[Al_{16}Si_{32}O_{96}]\cdot 16H_2O$), heulandita $(Na,K)Ca_4[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 24H_2O$), clinoptilolita ($(Na,K)_6[Al_6Si_{30}O_{72}]\cdot 20H_2O$), laumontita ($Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 18H_2O$) y mordenita ($(Na_2,K_2,Ca)_4[Al_8Si_{40}O_{96}]\cdot 28H_2O$) (Figs. 11.28 y 11.29).

Con mucha menos frecuencia aparecen como cementos o reemplazos en areniscas otras zeolitas como por ejemplo estilbita ($NaCa_4[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 30H_2O$), chabazita ($(Ca_{0.5},Na,K)_4[Al_4Si_8O_{24}]\cdot 12H_2O$, erionita ($K_2(Na,Ca_{0.5})_8[Al_{10}Si_{26}O_{72}]\cdot 28H_2O$), fillipsita ($K_2(Ca_{0.5},Na)_4[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$) y natrolita ($Na_{16}[Al_{16}Si_{24}O_{80}]\cdot 16H_2O$). Algunas de estas zeolitas aparecen asociadas a analcima y heulandita como precipitados químicos en lagos salinos, u ocasionalmente, como cemento temprano durante el soterramiento (Pichat et al., 2016; Ozen y Göncüoğlu, 2012).

La analcima es la zeolita más frecuente como cemento y puede aparecer tanto en areniscas con alto porcentaje de líticos volcánicos o sin ellos. Se caracteriza por ser isótropa o de muy baja birrefringencia, incolora, de bajo relieve, con pobre desarrollo de clivaje y tendencia a formar cristales de bordes rectos. Es frecuente la asociación de analcima con carbonatos (especialmente calcita). Aparece con diferentes texturas, mayormente como cemento de oclusión granular entre clastos, en ocasiones poikilítica y menos frecuentemente como cemento tipo *rim* (Scholle, 1979; Zhu et al., 2012; Ulmer-Scholle et al., 2014; Olazábal et al., 2020; Fig. 11.29). En otros casos, ocurre como relleno de fracturas e incluso en areniscas volcanogénicas dentro de microporos en fragmentos pumíceos y trizas vítreas. Cuando su desarrollo es completo suele mostrar cristales

euhedrales o subeuhedrales de hábito trapezoidal a cubo-octaédrico. Sin embargo, en el caso de las areniscas finas, donde el espacio de crecimiento de los cristales es limitado, las formas anhedrales son las más frecuentes (Scholle 1979; Tang et al., 1997; Iijima, 2001; Zhu et al., 2012; Ulmer-Scholle et al., 2014; Olazábal et al., 2020). La analcima puede aparecer reemplazando parcial o totalmente a clastos u otras zeolitas previas (Zhu et al., 2012).

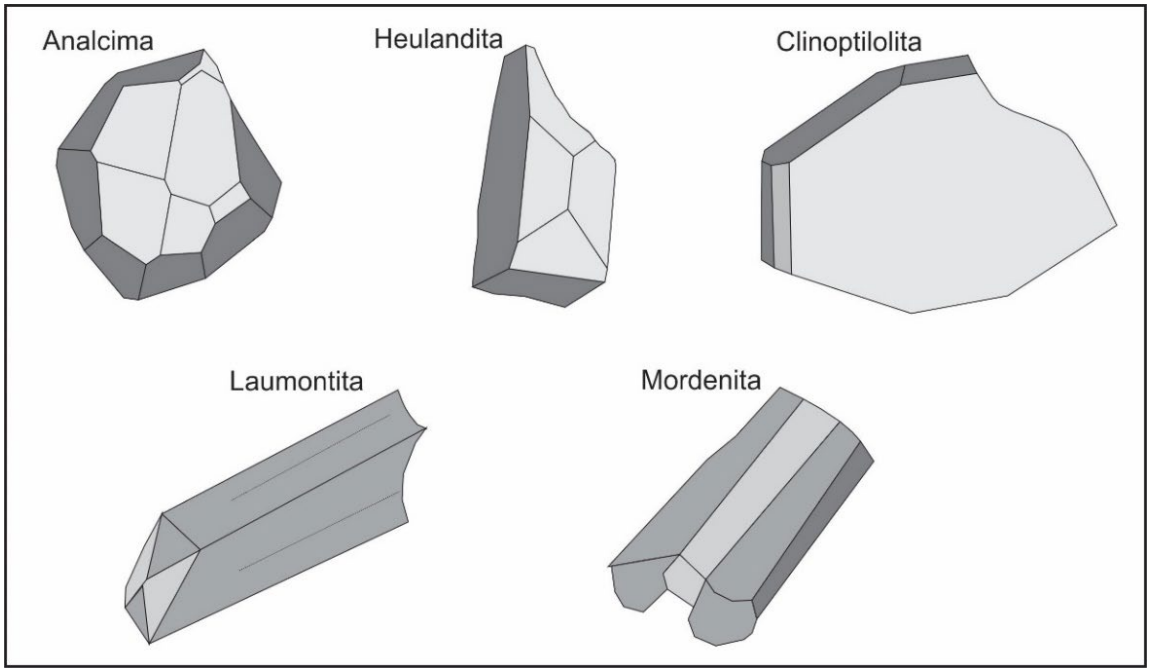


Figura 11.29. Representación esquemática del hábito cristalino de los principales tipos de cementos de zeolitas. Tomado de Król (2020).

Una textura particular en sección delgada es el crecimiento de relativamente grandes cristales (hasta 2000 micrones), generalmente subhedrales a euhedrales, que se desarrollan con frecuencia a partir de un fragmento lítico volcánico (Ozen y Göncüoğlu, 2012; Pichat et al., 2016). Ocasionalmente, la analcima aparece como reemplazo de calcita en rellenos de valvas, en estos casos conforma agregados microcristalinos que pueden mostrar color marrón pálido.

Zhu et al. (2020) describieron diferentes tipos texturales de cementos de analcima: laminada (*l-type*), intergranular (*c-type*), como reemplazo (*r-type*), como relleno de fracturas (*f-type*) y en agregados cristalinos hidrotermales (*a-type*). La analcima laminar aparece limitada a rocas de grano fino (pelitas), en ocasiones, interlaminada con carbonato micrítico y láminas arcillosas. La analcima intergranular ocurre como cemento de oclusión tanto en areniscas como en conglomerados y de acuerdo con la morfología pueden reconocerse dos tipos principales: anhedral y sub a euhedral (Zhu et al., 2020, Figs. 11.29 y 11.30).

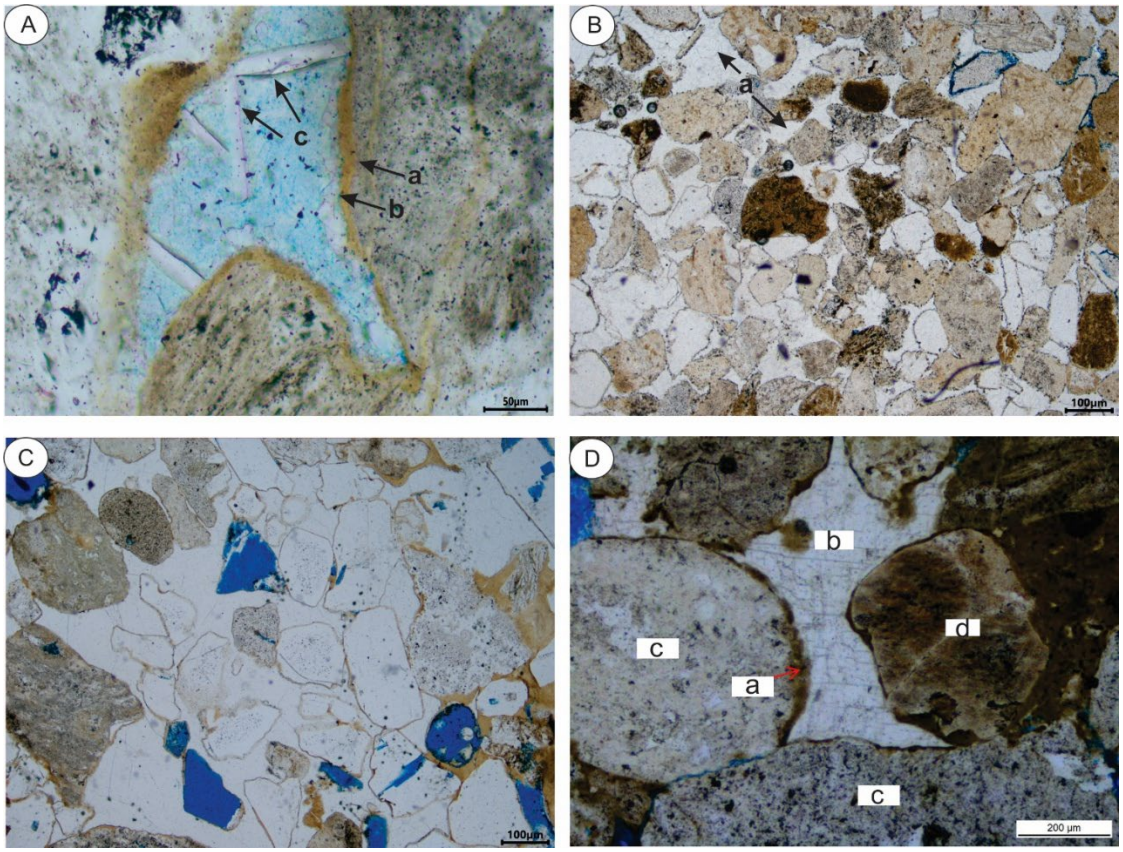


Figura 11.30. Principales tipos de zeolitas como cementos en areniscas: A. Cristales alargados de clinoptiolita (c) apoyados sobre una fase previa de cemento de microcuarzo (b) precedida por un *rim* arcilloso (a); B. Cemento temprano de analcima (a) que ocluyó casi totalmente la porosidad secundaria, nótese el previo cemento de cobertura de microcuarzo que cubre la mayoría de los clastos y pudo haber actuado como cemento de sostén; C. Cemento de analcima pokilítico; D. Ejemplo de cemento intergranular de heulandita (b) que precedió al cemento arcilloso tipo *rim* (a); c indica clastos de volcanitas y d de piroclastitas.

La analcima, como el resto de las zeolitas, puede tener un comportamiento dual con respecto a la porosidad. Por un lado, su disolución puede producir importantes volúmenes de porosidad secundaria, pero, por otro lado, su precipitación como cemento tardío durante la mesodiagénesis puede reducir la porosidad secundaria previamente formada (Figs. 11.31, 11.32 y 11.33). La analcima observada al microscopio electrónico puede aparecer tanto como relleno de poros como cemento de cobertura, en general, se reconocen como cristales bien desarrollados con un característico hábito cubo-octaédrico a trapezoédrico (Welton, 1984, Fig. 11.29).

La heulandita representa al grupo de las zeolitas cálcicas, como la analcima es incolora y de muy baja birrefringencia, pero a diferencia de ella, los cristales suelen mostrar clivaje mejor desarrollado, aunque no siempre evidente en corte petrográfico (Ulmer-Scholle et al., 2014). Con frecuencia los cristales de heulandita crecen como un cemento granular de oclusión, pero también pueden desarrollar *rims* discontinuos sobre la superficie de los clastos, con su eje mayor perpendicular u oblicuo al grano proyectándose hacia el interior del espacio poral (Zhu et al., 2012, 2020, Fig. 11.31). En

microscopio electrónico se presenta en dos variedades principales, como agregados blocosos de cristales o con hábito en ataúd ("*coffin-shaped crystals*", Fig. 11.29).

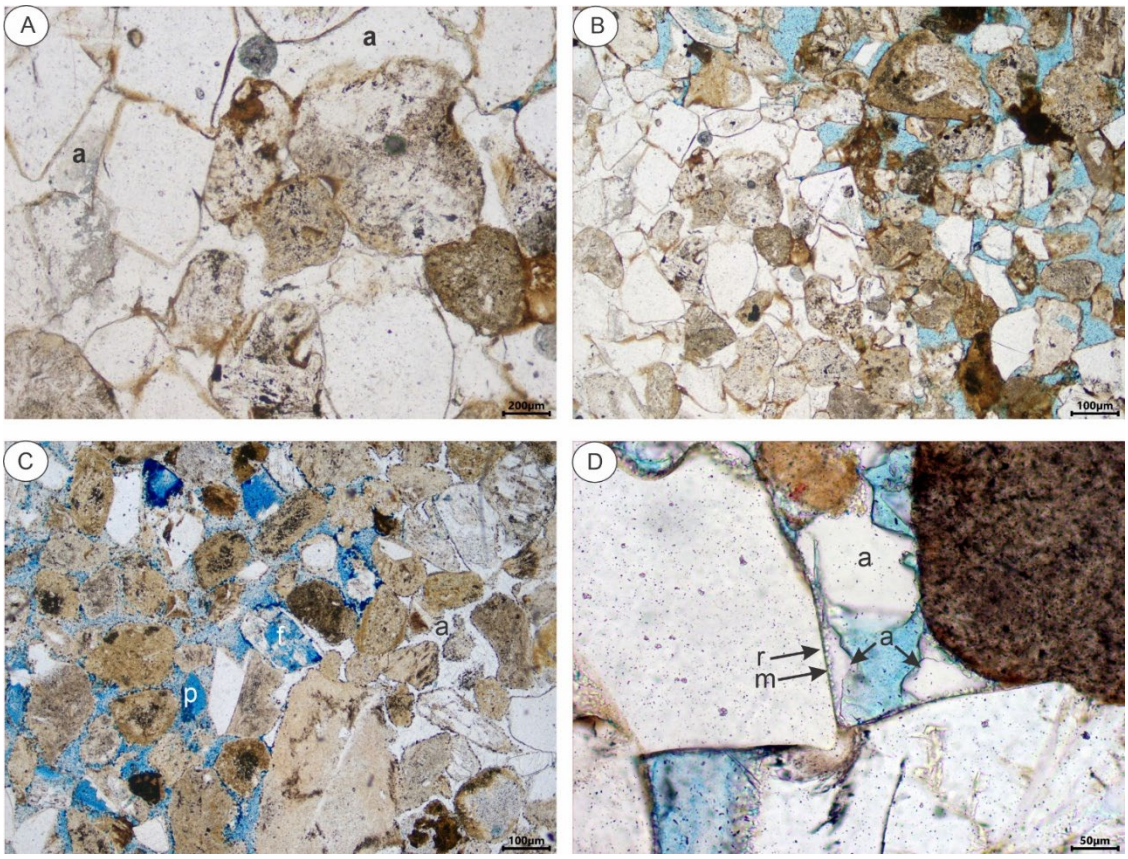


Figura 11.31. Ejemplos del rol de la analcima sobre la porosidad tanto primaria como secundaria. A. Cemento muy probablemente temprano de analcima (a) que oblitera casi totalmente la porosidad primaria; B. La muestra anterior, pero con menor aumento y mayor campo, nótese como la disolución de la analcima genera grandes volúmenes de porosidad secundaria; C. Dos eventos de cementación, inicialmente cemento tipo *rim* de microcuarzo asociado a masas de arcilla seguido por cemento de analcima (a) que obliteró la mayor parte del espacio poral, la posterior disolución del cemento y, en menor medida, de clastos generó porosidad secundaria (p). D. Detalle mostrando tres eventos de cementación inicialmente *rim* de arcilla (r) seguida por microcuarzo (m) y finalmente analcima (a). Todas las fotografías con nicoles paralelos.

La clinoptilolita forma una serie isomorfa con la heulandita a través de una variación continua en la relación Si/Al, que en el de la heulandita es 2,6 y en la clinoptilolita es 5,7 (Bish y Boak, 2001). La serie además de los extremos (heulandita y clinoptilolita) incluye 4 polimorfos intermedios (Ruiz-Salvador et al., 2000). Es por ello que la distinción entre la clinoptilolita y la heulandita puede ser problemática y, de hecho, algunos autores prefieren describir al cemento en estudios petrográficos como clinoptilolita-heulandita (Ulmer-Scholle et al., 2014).

Más allá de la dificultad de separación de la heulandita, los cementos de clinoptilolita parecen estar formados por cristales pequeños (frecuentemente menores a 60 micrones), generalmente de hábito tabular y hasta laminar, los que suelen presentarse formando

agregados desordenados (Iijima, 2001). Las características señaladas son sólo aproximaciones y la distinción entre la heulandita, clinoptilolita y los polimorfos intermedios requiere de análisis con microsonda.

El cemento de laumontita es incoloro, biaxial y generalmente exhibe baja birrefringencia. Puede presentarse con distintas texturas que incluyen agregados microgranulares hasta cementos poikilítico, como cemento tipo *rim* e incluso, en algunos casos, formando cristales en forma de abanico. Ocasionalmente, puede disponerse como pequeñas concreciones o parches irregulares de cementos. En cristales grandes (especialmente en poikilíticos) es posible observar el clivaje perfecto en dos direcciones que hace fácilmente identificable a esta zeolita (Wopfner et al., 1991; Ulmer-Scholle et al., 2014; Limarino et al., 2017; Rabelo et al., 2019; Tan et al., 2023).

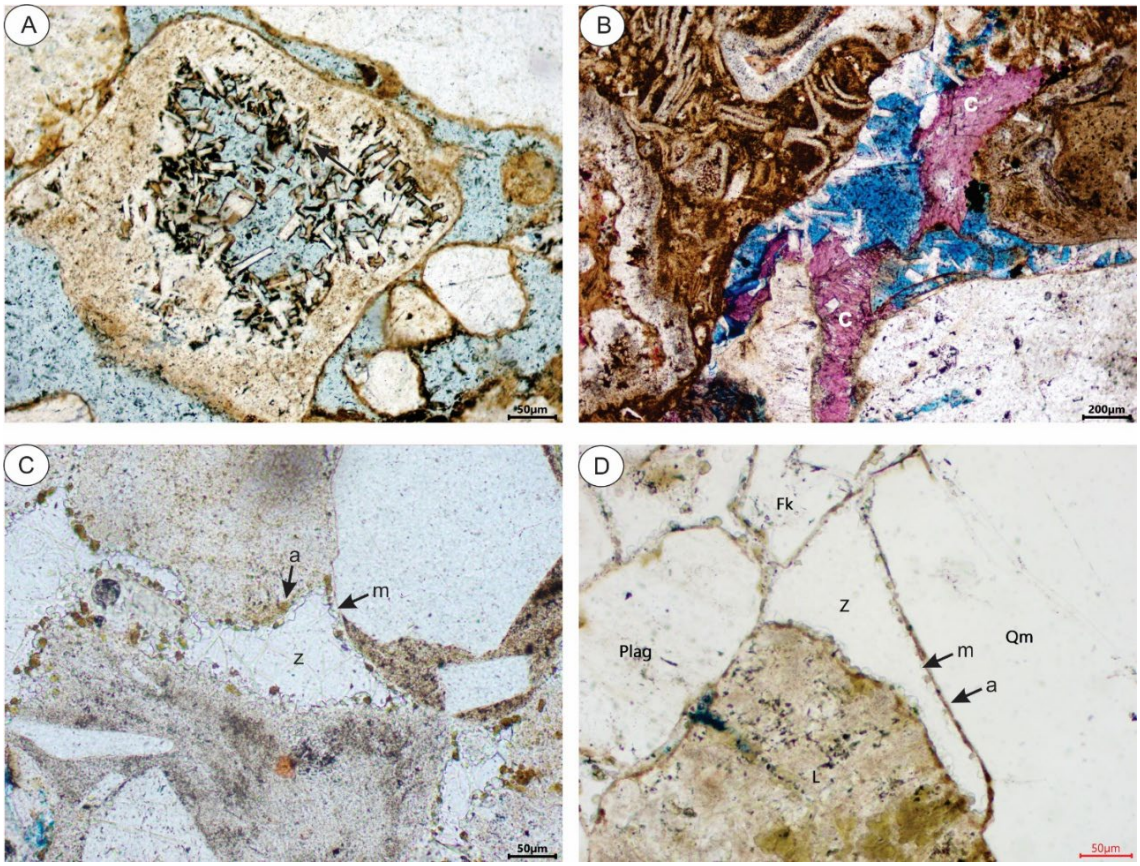


Figura 11.32. Ejemplos de reemplazos y cementos de clinoptilolita y analcima: A. Clinoptilolita reemplazando a un clasto piroclástico; B. Clinoptilolita formada luego de un cemento carbonático (c) que sufrió parcial disolución durante la diagénesis, obsérvese como las tablillas de clinoptilolita obliteran parcialmente la porosidad secundaria; C. Cemento de zeolita (z) desarrollado con posterioridad a la cobertura de microcuarzo (m) y arcilla (a); D. La misma situación anterior pero con mayor desarrollo del cemento de zeolita (z), Qm indica clasto de cuarzo monocristalino, Plag plagioclasa y Fk feldespato potásico. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Enlaces a imágenes 11.3: Ejemplos de cementos de zeolitas
Zhu et al. (2012): doi: 10.1007/s11430-011-4314-y. Imágenes petrográficas y de MEB, de analcima, laumontita y heulandita (varias imágenes).
Zhu et al. (2020): https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104164 Imágenes petrográficas y MEB de zeolitas, principalmente analcima (varias imágenes).
Rabelo et al. (2019): https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.013. Para zeolitas formando cementos poikilíticos.
Iijima, A. (2001): DOI: 10.2138/rmg.2001.45.11. Imágenes MEB de diferentes tipos de cementos zeolitas.

La laumontita puede mostrar episodios de precipitación, disolución y reprecipitación, especialmente durante la mesodiagénesis. La figura 11.33 sirve de ejemplo, allí luego de la formación de un cemento arcilloso tipo rim (car en Fig. 11.33) se produjo la precipitación de laumontita como cemento de borde (L1), seguida por el desarrollo de grandes cristales poikilíticos (L2). Luego de un nuevo evento de disolución de extensión limitada que produjo caries y pequeñas identaciones en L2, tuvo lugar la formación del cemento L3 que muestra formas cristalinas, bordes bien desarrollados y clivaje en dos direcciones (Fig. 11.33).

Ejemplos del impacto de la precipitación y disolución de cemento de zeolita se muestran en la Fig. 11.34).

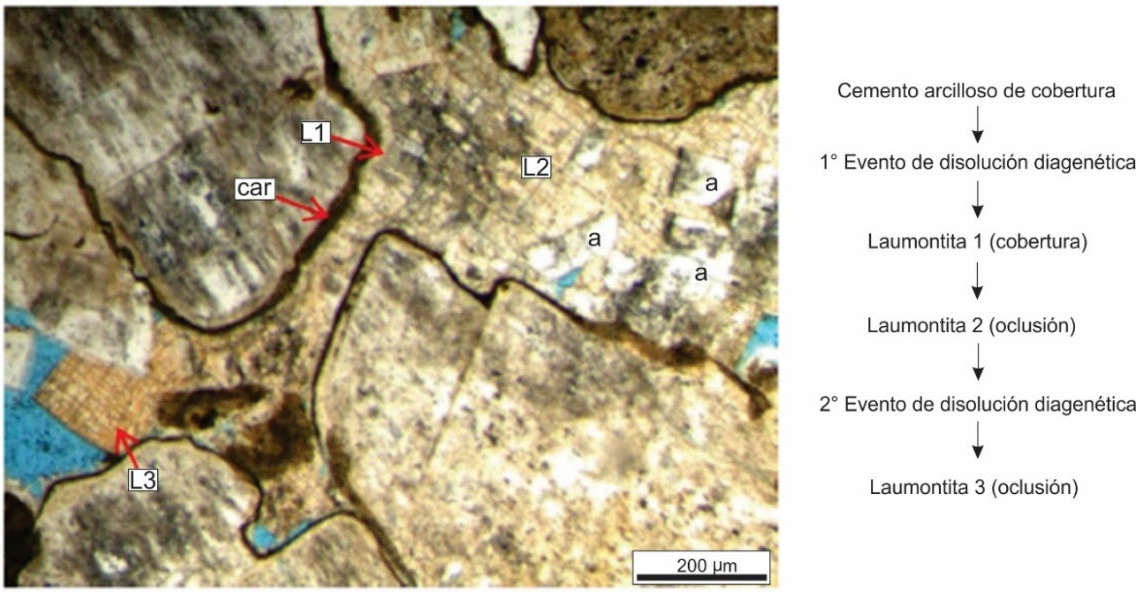


Figura 11.33. Fotografía mostrando diferentes generaciones de cementos de laumontita (L1, L2 y L3), car indica un cemento previo arcilloso de cobertura (nicoles paralelos). A la derecha, síntesis de la sucesión de eventos diagenéticos. Para explicación véase el texto.

Dentro de los cementos de areniscas hasta aquí tratados, la mordenita es la zeolita menos frecuente. Es incolora, ortorrómbica, biáxica con muy baja birrefringencia y se caracteriza por su clivaje perfecto en una dirección (Ulmer-Scholle et al., 2014). Puede

presentarse como relleno de fracturas y fisuras o formando un delgado cemento tipo *rim* (Murata y Whiteley, 1973). Examinado en MEB es de hábito fibroso, desarrollando cristales en forma de agujas y en ocasiones se presenta en agregados del orden del micrón, o menos, con aspecto de copos de algodón, también descripta como barbas (*"beards"*; Small et al., 1992; Davidson y Black, 1994; Ulmer-Scholle et al., 2014).

El microscopio electrónico puede ser de gran ayuda para la identificación morfológica de los distintos tipos de zeolitas, sin embargo, el hábito cristalino está en gran medida limitado por el espacio poral disponible, por lo que usualmente determinaciones semicuantitativas con microsonda, e incluso análisis de rayos X, serán necesarios para confirmar su asignación específica (Fig. 11.35).

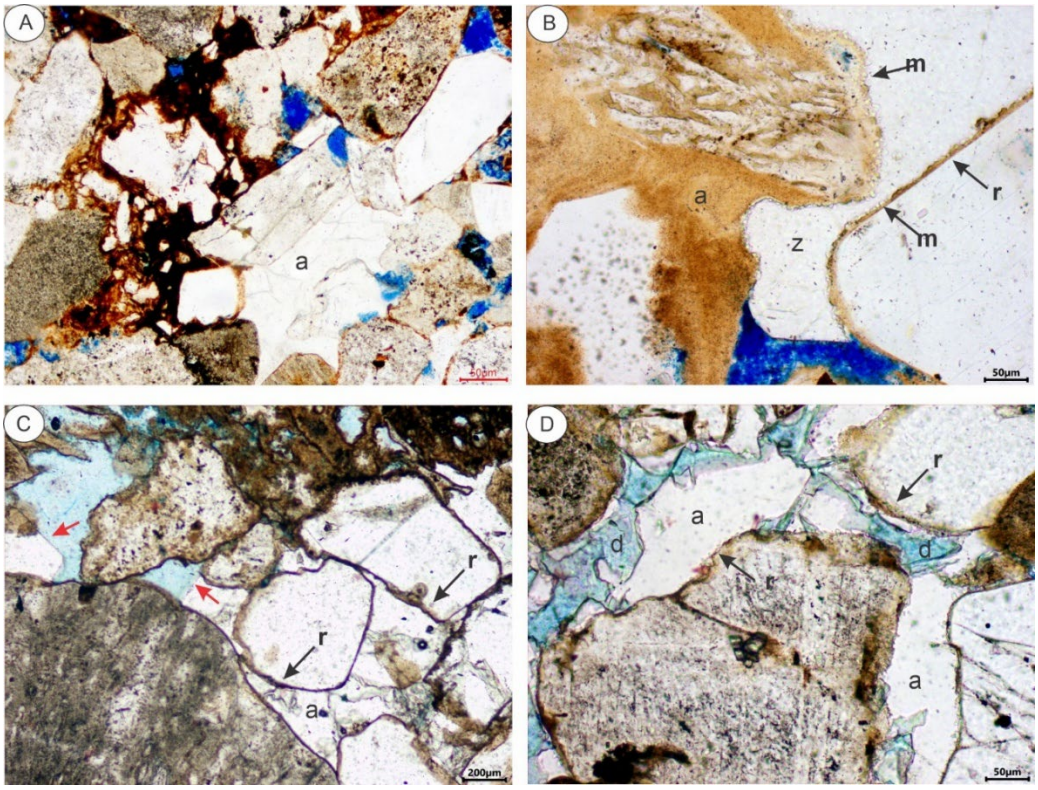


Figura 11.34. Distintas situaciones de precipitación versus disolución del cemento de zeolita y su relación con la porosidad: A. Cemento de zeolita (a) que muestra evidencias de disolución en sus bordes formando porosidad secundaria; B. Relaciones entre los cementos de arcilla, microcuarzo, zeolita y la porosidad secundaria, inicialmente el cemento arcilloso se presenta en dos variantes como *rim* (r) y de oclusión (a), posteriormente un evento de disolución crea porosidad secundaria sobre la que precipita cemento de microcuarzo (m) y finalmente zeolita (z) obliterando parte de la porosidad. Nótese, que en este caso la porosidad secundaria no es el resultado de la disolución de la zeolita, por el contrario, este mineral oblitera parcialmente el espacio poral previamente formado (apréciese la forma recta de los cristales sin rasgos de disolución); C. Caso similar al ilustrado en la imagen anterior donde los bordes de cristales de zeolita son rectos (flechas rojas); D. Situación opuesta a la mostrada en los casos anteriores donde el cemento de zeolita (a) se disuelve parcialmente (d) originando porosidad secundaria, r indica la presencia de un cemento arcilloso previo. Todas las fotos con nicoles paralelos.

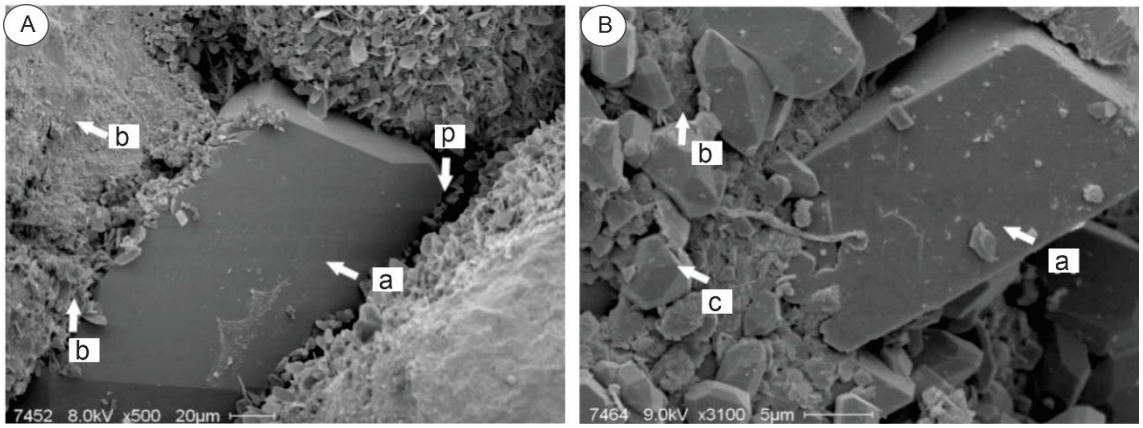


Figura 11.35. A. Grandes cristales de zeolitas (a) precipitados dentro del espacio poral (p). Nótese el recubrimiento arcilloso de clastos (b) y la presencia de cristales de microcuarzo (c). B. Lo mismo con mayor detalle.

Origen y diagénesis de los cementos de zeolitas

La génesis de las zeolitas se encuentra muchas veces ligadas a la transformación diagenética del vidrio volcánico (Hay, 1966; Hay y Sheppard, 2001; Iijima, 2001; Zhu et al., 2012; Limarino et al., 2017). Zhu et al. (2012) presentaron un modelo a partir del cual la hidratación y disolución del vidrio formaba tres productos principales: esmectita, cristobalita y clinoptilolita. Por lo tanto, en la mayoría de las areniscas la clinoptilolita es considerada un cemento temprano. Al progresar la diagénesis, un mayor sepultamiento vuelve inestable a la clinoptilolita, la que se transforma en analcima (Zhu et al., 2012).

El pasaje de clinoptilolita a analcima se expresa mediante la siguiente reacción (Zhu et al., 2012):

$Na_{1.02}K_{0.82}Ca_{0.15}Al_{2.26}Si_{9.84}O_{24}\cdot 8H2O$ (clinoptilolita) + $1.14Na^{+}$ ----- $2.16NaAlSi_{2.57}O_{7.14}\cdot H_2O$ (analcima) + $0.15Ca^{2+}+0.82K^{+}+4.29SiO_2+5.8H_2O$

La transformación de un mol de clinoptilolita en algo más de dos moles de analcima requiere el aporte de Na^{+}, libera a la solución poral Ca^{2+} y significativas proporciones de sílice y agua. El incremento en Ca^{2+} en la solución poral frecuentemente favorece la precipitación de calcita, esto explica que en sección delgada sea común la asociación entre analcima y calcita. Otra característica interesante es la liberación de sílice, la que eventualmente precipita durante la mesodiagénesis formando crecimiento secundario de cuarzo, microcuarzo o con menor frecuencia cristales sobredimensionados de sílice (*outgrowths*).

Es importante tener en cuenta que no en todos los casos la formación de analcima se encuentra vinculada a la descomposición del vidrio volcánico o a la previa formación de clinoptilolita. La analcima puede resultar de transformaciones diagenéticas a muy baja profundidad de minerales de arcillas depositados junto con evaporitas en depósitos lacustres salinos (Remy y Ferrell, 1989; Hay y Sheppard, 2001; Zhu et al. 2012, 2020;

Karakaya et al., 2013). En estos casos la analcima aparece como microcristales diseminados en fangolitas y como cemento de oclusión en las areniscas asociadas. Remy y Ferrell (1989) resumieron el proceso de formación de analcima a partir de fangos detríticos de la siguiente forma:

Arcillas detríticas + salmueras ricas en Na + minerales ricos en Fe + oxígeno → analcima + hidróxidos u óxidos de Fe.

Muchos modelos diagenéticos hacen énfasis en la inestabilidad de la analcima al aumentar la temperatura, consumiendo sílice para formar albita y liberar agua según la reacción (Zhu et al., 2012):

$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ (analcima) + SiO_2 ----- $NaAlSi_3O_8$ (albita) +H_2O

Esta reacción es consistente con lo observado a menudo en sección delgada cuando la analcima es parcialmente reemplazada por albita. Nótese que el factor limitante de esta reacción es la sílice en solución, necesaria para la transformación de la analcima en albita.

La formación de zeolitas de mayor grado diagenético como la heulandita depende fuertemente de la temperatura, pH y disponibilidad de cationes en la solución poral. Zhu et al. (2012) sugirieron que temperaturas mayores a los 120º C, pH entre 7 y 9, suficiente disponibilidad de Ca^{2+} y altas relaciones Si/Al promoverían la formación de heulandita.

La serie de transformación analcima →heulandita → laumontita ha sido sugerida por varios autores por lo general a temperaturas cercanas o superiores a los 120º C (Stewart y McCulloh, 1977; Cho et al., 1987; Iijima 2001; Zhu et al., 2012).

Iijima y Ogihara (1995) propusieron una zonación en cuatro etapas para zeolitas derivadas de depósitos tobáceos en secuencias marinas (Fig. 11.36). De acuerdo con este esquema, en la etapa 1 (por debajo de 44º C) se produce básicamente la alteración del vidrio y la formación de ópalo. Durante la etapa 2 tiene lugar la formación de clinoptilolita y la transformación del ópalo en cristobalita. Por encima de los 84º C (etapa 3), la clinoptilolita se torna inestable transformándose en analcima y parcialmente heulandita y laumontita, al tiempo que la calcedonia se transforma en cuarzo.

Enlaces a imágenes 11.4: Ejemplos de cementos de zeolitas

Ulmer et al. (2014): www.aapg.org. Imágenes petrográficas y de MEB de las zeolitas comunes como cementos en areniscas (capítulo 14).

Limarino et al. (2017): https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.09.024. Imágenes petrográficas de diferentes zeolitas, incluyendo heulandita poikilítica.

Díaz, et al. (2025): https://doi.org/10.2110/jsr.2024.105. Imágenes petrográficas y MEB, especialmente de heulandita y clinoptilolita

Lin et al. (2024): https://doi.org/10.3389/feart.2024.1416594. Imágenes de paragénesis de analcima especialmente con cementos arcillosos

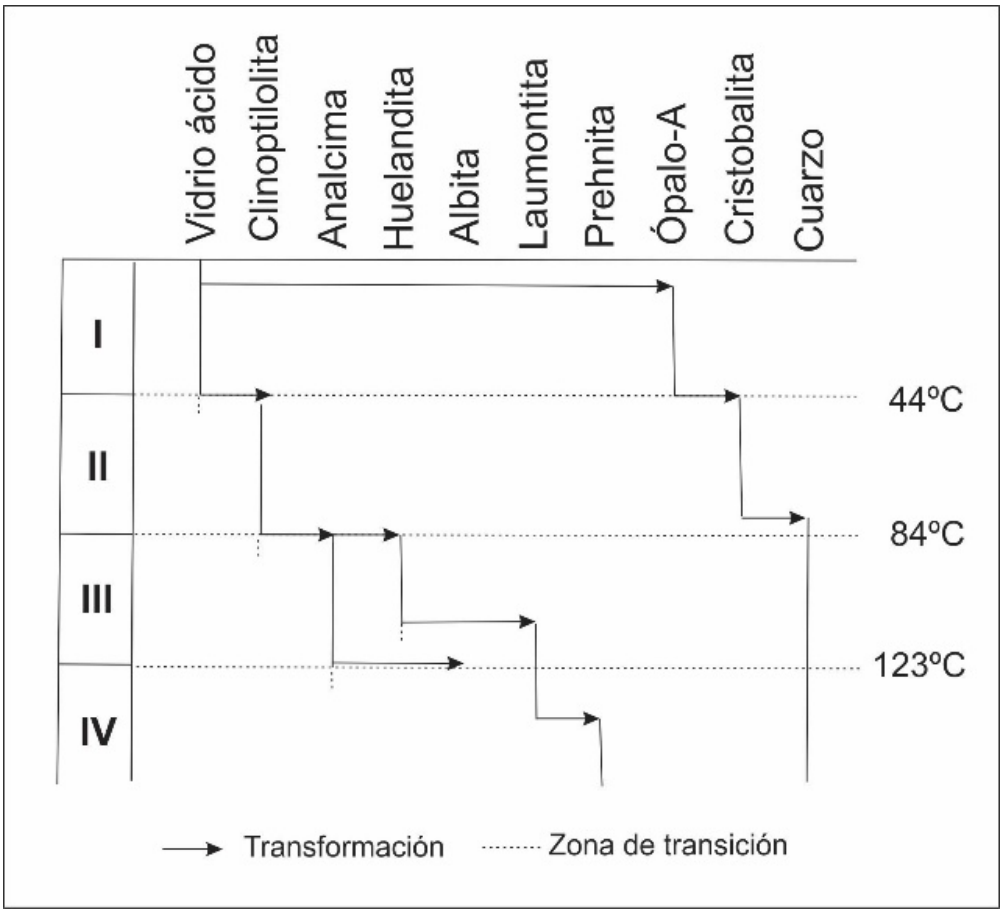
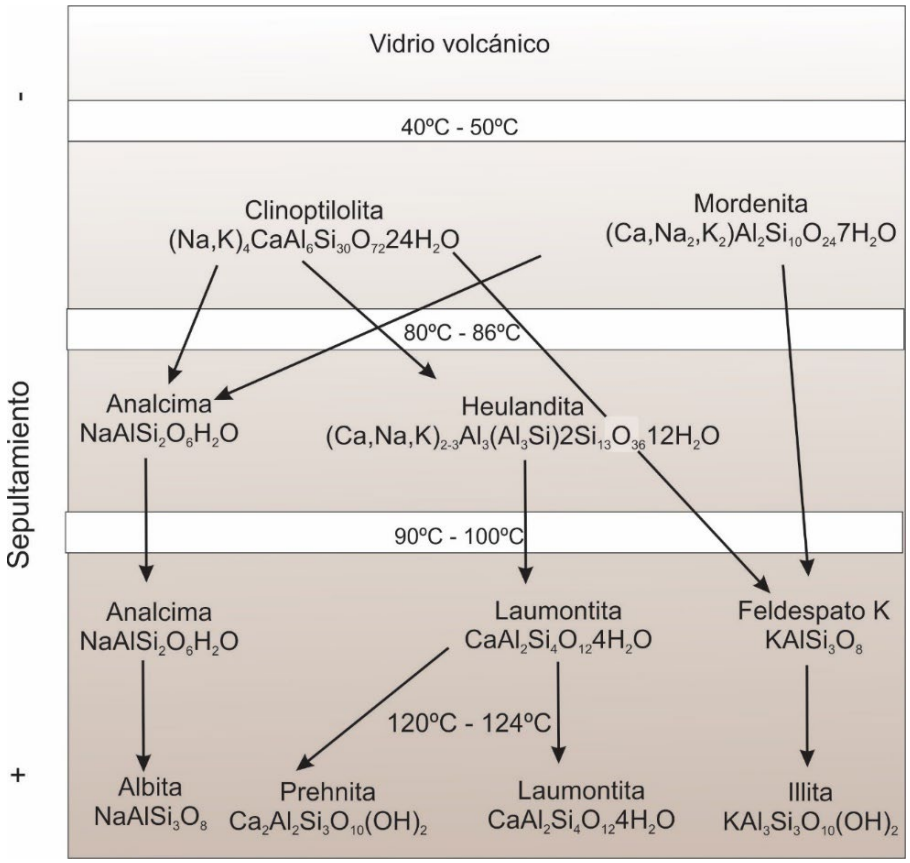


Figura 11.36. Zonación de zeolitas durante el sepultamiento de una secuencia marina. Las temperaturas señaladas corresponden al promedio de 8 pozos en los cuales la diagénesis está actualmente en progreso. Tomado de Iijima y Ogihara (1995).

Finalmente, en la etapa 4 se genera albita a expensas de la analcima junto a laumontita y prehnita. Los valores de temperaturas utilizados como límite de las fases por Iijima y Ogihara (1995) no son lógicamente de aplicación universal, pues dependen de una multitud de factores (tipo de cuenca, gradiente térmico, velocidad de soterramiento, etc.). Sin embargo, el esquema presentado por los mencionados autores ha demostrado ser válido en una gran cantidad de casos.

La figura 11.37 resume el modelo de evolución diagenética para las zeolitas derivadas de la alteración de material vítreo sobre la base de la compilación realizada por Weibel et al. (2019). Como puede verse en la figura, las zeolitas formadas a bajas temperaturas no sólo incluyen a la clinoptilolita sino también a la mordenita.

Figura 11.37 (página siguiente). Degradación termal de las zeolitas y sus productos (de Weibel et al., 2019; compilado de Iijima (1988), Ogihara e Iijima (1990) y Noh y Boles (1993).



BIBLIOGRAFÍA

Ajdukiewicz, J.M., & Larese, R.E. (2012). How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: observations and experiments. AAPG Bulletin 96(11): 2091–2119

Ali, A. D., & Tuner, P. (1982). Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove Sandstone Formation (Triassic) of ccntral England. Journal of Sedimentary Research, 52(1): 187-197.

Armbruster, T., & Gunter, M. E. (2001). Crystal structures of natural zeolites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45(1): 1-67.

Baskin Y. (1956). A study of authigenic feldspars. Journal of Geology 64: 132-155.

Berg, R. R. (1952). Feldspathized sandstone. Journal of Sedimentary Petrology 22: 221-223.

Berner, R. A. (1980). Early diagenesis: a theoretical approach (No. 1). Princeton University Press.

Billault V., Beaufort D., Baronnet A., & Lacharpagne J.C. (2003). A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay Minerals 38:315–328.

Bish, D. L., & Boak, J. M. (2001). Clinoptilolite-heulandite nomenclature. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45(1): 207-216.

Bjørkum, P. A. (1996). How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?. Journal of Sedimentary Research, 66(1): 147-154.

Bjørlykke, K., Aagaard, P., Dypvik, H., Hastings, D. S., & Harper, A. S. (1986). Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore mid-Norway. En Spencer, A. T., Holter, E., Campell, C. J., Hanslien, S. H., Nelson, P.H.H., Nysæther, E., & Ormaasen, E., eds., Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf: London, Graham & Trotman: 275–286.

Bjørlykke, K., & Jahren, J. (2012). Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs. AAPG Bulletin, 96(12): 2193-2214.

Bjørlykke, K., Mo, A., & Palm, E. (1988). Modelling of thermal convection in sedimentary basins and its relevance to diagenetic reactions. Marine and Petroleum Geology, 5(4): 338-351.

Bloch S., Lander R.H., & Bonnell L. (2002). Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: origin and predictability. AAPG Bulletin 86(2): 301–328.

Boggs, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge university press.

Boles J. R., & Johnson K.S. (1984). Influence of mica surfaces on pore-water pH. Chemical Geology, 43: 303–317.

Bossennec, C., Géraud, Y., Böcker, J., Klug, B., Mattioni, L., Sizun, J. P., ... & Moretti, I. (2021). Evolution of diagenetic conditions and burial history in Buntsandstein Gp. fractured sandstones (Upper Rhine Graben) from in-situ $\delta^{18}O$ of quartz and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of K-feldspar overgrowths. International Journal of Earth Sciences, (8), 2779-2802.

Brantley, S. L., Kubicki, J. D., & White, A. F. (2008). Kinetics of water-rock interaction. Springer, Volumen 168.

Buyce, M. R., & Friedman, G.M. (1975). Significance of authigenic K-feldspar in Cambrian-Ordovician carbonate rocks of the proto-Aflantie shelf in North America: Journal of Sedimentary Petrology, 45: 808-821.

Chan, S. H. (1989). A review on solubility and polymerization of silica. Geothermics, 18(1-2): 49-56.

Cho, M., Maruyama, S., & Liou, J. G. (1987). An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P fluid. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97(1): 43-50.

Chowdhury, A. H., & Noble, J. P. (1993). Feldspar albitization and feldspar cementation in the Albert Formation reservoir sandstones, New Brunswick, Canada. Marine and Petroleum Geology, 10(4): 394-402.

Chowns, T.M., & Elkins, J.E. (1974). The origin of quartz geodes and caulifower cherts through the silicification of anhydrite nodules. Journal of Sedimentary Petrology 44: 885-903.

Cox, S. F. (2005). Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. Economic Geology, 100: 39–75.

Davidson, K. J., & Black, P. M. (1994). Diagenesis in Early Miocene Waitemata Group sediments, Upper Waitemata Harbour, Auckland, New Zealand. Geoscience Reports of Shizuoka University, 20: 135-142.

De Ros, L. F., Sgarbi, G. N. C., & Morad, S. (1994). Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones; evidence from the Cretaceous Areado Formation, Sao Francisco Basin, central Brazil. Journal of Sedimentary Research, 64(4a): 778-787.

Díaz, M., Marenssi, S. A., & Limarino, C. O. (2025). Origin, distribution, and significance of cements in the Miocene Vinchina Formation sandstones, Vinchina Foreland Basin, northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, 95(1): 133-155.

Eikenberg, J. (1990). On the problem of silica solubility at high pH. Paul Scherrer Institute, Wurenlinger und Villigen, Germany.

El-Ghali, M. A., Abbasi, I. A., Shelukhina, O., Moustafa, M. S., Ali, A., Hersi, O. S., ... & Alqubalee, A. (2022). Genesis of Grain-Coating Clays and Their Effect on the Development of Feldspar Overgrowths: A Case Study of the Late Cambrian to Early Ordovician Barik Formation Sandstone Reservoir, Haushi-Huqf Region, Central Oman. En international conference on Mediterranean Geosciences Union: 31-35, Springer Nature. Suiza.

Emmings, J. F., Dowey, P. J., Taylor, K. G., Davies, S. J., Vane, C. H., Moss-Hayes, V., & Rushton, J. C. (2020). Origin and implications of early diagenetic quartz in the Mississippian Bowland Shale Formation, Craven Basin, UK. Marine and Petroleum Geology, 120: 104567.

Fischer, C., Dunkl, I., von Eynatten, H., Wijbrans, J. R., & Gaupp, R. (2012). Products and timing of diagenetic processes in upper Rotliegend sandstones from Bebertal (North German Basin, Parchim Formation, Flechtingen High, Germany). Geological Magazine, 149(5): 827-840.

Folk, R. L., & Pittman, J. S. (1971). Length-slow chalcedony; a new testament for vanished evaporites. Journal of Sedimentary Research, 41(4): 1045-1058.

French, M. W., Worden, R. H., Mariani, E., Larese, R. E., Mueller, R. R., & Kliewer, C. E. (2012). Microcrystalline quartz generation and the preservation of porosity in sandstones: Evidence from the Upper Cretaceous of the Subhercynian Basin, Germany. Journal of Sedimentary Research, 82(6): 422-434.

Girard, J. P., Aronson, J. L., & Savin, S. M. (1988). Separation, KAr dating and 18O16O ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: An example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola Margin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(9): 2207-2214.

Goldstein, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, 55(1-4): 159-193.

Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. En Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation, Samson, I; Anderson A. y Marshall D. (editores). Mineralogical Association of Canada 32: 1-43.

Goldstein, R. & Reynolds, J. (1994). Systematics of fluid inclusions. SEPM short course notes, 31, 188 páginas.

Gunnarsson, I., & Arnórsson, S. (2000). Amorphous silica solubility and the thermodynamic properties of H4SiO 4 in the range of 0 to 350 C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(13): 2295-2307.

Guscott, S. C., & Burley, S. D. (1993). A systematic approach to reconstructing palaeofluid evolution from fluid inclusions in authigenic quartz overgrowths. Geofluids, 93: 323-328.

Hagen, E., Kelley, S. P., Dypvik, H., Nilsen, O., & Kjølhamar, B. (2001). Direct dating of authigenic K-feldspar overgrowths from the Kilombero Rift of Tanzania. Journal of the Geological Society, 158(5): 801-807.

Haddad, S. C., Worden, R. H., Prior, D. J., & Smalley, P. C. (2006). Quartz Cement in the Fontainebleau Sandstone, Paris Basin, France: crystallography and implications for mechanisms of cement growth. Journal of Sedimentary Research, 76(2): 244-256.

Haihua, Z. H. U., Zhang, Q., Guodong, D. O. N. G., Shang, F., Zhang, F., Xiaoming, Z. H. A. O., & Zhang, X. (2024). Characteristics and control factors of feldspar dissolution in gravity flow sandstone of Chang 7 Member, Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, NW China. Petroleum Exploration and Development, 51(1): 114-126.

Hay R L. (1966). Zeolites and Zeolites Reactions in Sedimentary rocks. New York: Geological Society of America: 1–85.

Hay, R. L., & Sheppard, R. A. (2001). Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45(1): 217-234.

Heald, M., & Renton, J. (1966). Experimental study of sandstone cementation. Journal of Sedimentary Research, 36(4), 977–991.

Hesse, R. (1989). Diagenesis 13. Origin of chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments. Geoscience Canada, 15(3): 171-192.

Houseknecht, D. W. (1988). Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. Journal of Sedimentary Research, 58(2): 228-246.

Hurst, A. R. (2003). A scale of dissolution for quartz and its implications for diagenetic processes in sandstones. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient: 337-345.

Iijima, A. (1988). Diagenetic transformations of minerals exemplified by zeolites and silica minerals – a Japanese view. In: In: Chilingarian, G.V., Wolf, K.H. (Eds.), Diagenesis II: Development in Sedimentology, 43: 147–210.

Iijima, A. (2001). Zeolites in petroleum and natural gas reservoirs. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45(1): 347-402.

Iijima, A., & Ogihara, S. (1995). Temperature-time relationships of zeolitic reactions in burial diagenesis in marine sequences. In Natural Zeolites '93: Occurrence,

Properties, Uses. DW Ming, FA Mumpton (editors) Int'l Comm Natural Zeolites, Brockport, New York: 115-123.

Jahren, J., & Ramm, M. (2000). The porosity-preserving effects of microcrystalline quartz coatings in arenitic sandstones: Examples from the Norwegian continental shelf. Quartz Cementation in Sandstones: 271-280.

Karakaya, N., Karakaya, M. C., & Temel, A. (2013). Mineralogical and chemical properties and the origin of two types of analcime in SW Ankara, Turkey. Clays and Clay Minerals, 61(3): 231-257.

Kashif, M., Cao, Y., Din, N. U., Siddique, U., Xi, K., Rehman, F., ... & Gaghman, M. S. (2022). Origin of Quartz Cement in the Paleogene Sandstone Reservoir of Shahejie Formation, Bohai Bay Basin, China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 96(1): 248-260.

Kastner, M. (1971). Authigenic feldspars in carbonate rocks. American Mineralogist, Journal of Earth and Planetary Materials, 56(7-8): 1403-1442.

Kastner, M., & Siever, R. (1979). Low temperature feldspars in sedimentary rocks. American Journal of Science, 279: 435--479.

Kehew, A.E. (2001) Applied chemical hydrogeology. Prentice Hall, New Jersey, 368 pp

Keller, M. A., & Isaacs, C. M. (1985). An evaluation of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey Formation, California. Geo-Marine Letters, 5: 31-35.

Król, M. (2020). Natural vs. Synthetic zeolites. Crystals, 10(7): 622.

Kumari, N., & Mohan, C. (2021). Basics of clay minerals and their characteristic properties. Clay and Clay Miner, 24(1): 1-29.

Heald, M.T. (1959). Significance of stylolites in permeable sandstones. Journal of Sedimentary Research 29 (2): 251–253.

Hesse, R. (1989). Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. Earth-Science Reviews, 26(1-3): 253-284.

Lander, R.H., Larese, R.E., & Bonnell, L.M. (2008). Toward more accurate quartz cement models—The importance of euhedral vs non-euhedral growth rates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 92:1537–1563.

Lee, M. R., & Parsons, I. (2003). Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea. Sedimentology, 50(3): 597-608.

Li, H., Black, J. R., Hao, Y., Hao, P., Mishra, A., & Haese, R. R. (2024). Modelling diagenetic reactions and secondary porosity generation in sandstones controlled by the advection of low-molecular-weight organic acids. Basin Research, 36(2), e12860.

Lima, R. D., & De Ros, L. F. (2002). The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. Marine and Petroleum Geology, 19(9): 1047-1071.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88: 907-931.

Lin, T., Wang, W., Ma, Q., Kang, J., Yang, R., & Liu, X. (2024). Formation mechanism and implication of analcime in the sandstone reservoirs of the Permian Jingjingzigou formation in the Jinan sag, southern Junggar basin, NW China. Frontiers in Earth Science, 12, 1416594.

Loucaides, S., Cappelle, P. V., & Behrends, T. (2008). Dissolution of biogenic silica from land to ocean: role of salinity and pH. Limnology and Oceanography, 53(4), 1614-1621.

Lowry, W.D. (1956). Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia. AAPG Bulletin, 40: 489-500.

Makowitz, A., & Sibley, D. (2001). Crystal growth mechanisms of quartz overgrowths in a Cambrian quartz arenite. Journal of Sedimentary Research, 71(5): 809-816.

Maliva, R. G., Knoll, A. H., & Simonson, B. M. (2005). Secular change in the Precambrian silica cycle: insights from chert petrology. Geological Society of America Bulletin, 117(7-8): 835-845.

Maraschin, A. J., Mizusaki, A. M. P., & De Ros, L. F. (2004). Near-surface K-feldspar precipitation in Cretaceous sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. The Journal of Geology, 112(3): 317-334.

Martin, P., Gaitero, J. J., Dolado, J. S., & Manzano, H. (2021). New kinetic Monte Carlo model to study the dissolution of quartz. ACS Earth and Space Chemistry, 5(3): 516-524.

McBride, E. F. (1989). Quartz cement in sandstones: A review: Earth-Science Reviews, 26: 69–112.

Milliken, K. L. (1979). The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. Journal of Sedimentary Research, 49(1): 245-256.

Milliken, K. L. (1989). Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, south Texas. Journal of Sedimentary Research, 59(3): 361-374.

Milliken, K. L., & Olson, T. (2017). Silica diagenesis, porosity evolution, and mechanical behavior in siliceous mudstones, Mowry Shale (Cretaceous), Rocky Mountains, USA. Journal of Sedimentary Research, 87(4): 366-387.

Milnes, A.R., & Thiry, M. (1992) Silcretes. In: Developments in Earth Surface Processes 2: Weathering, Soils and Palaeosols (Eds I.P. Martini and W. Chesworth): 349–377. Elsevier, Amsterdam.

Moldovanyi, E. P., & Walter, L. M. (1992). Regional trends in water chemistry, smackover formation, Southwest Arkansas: geochemical and physical controls (1). AAPG Bulletin, 76(6): 864-894.

Monsees, A. C., Busch, B., & Hilgers, C. (2021). Compaction control on diagenesis and reservoir quality development in red bed sandstones: a case study of Permian Rotliegend sandstones. International Journal of Earth Sciences, 110(5): 1683-1711.

Molenaar, N., Felder, M., Bär, K., & Götz, A. E. (2015). What classic greywacke (litharenite) can reveal about feldspar diagenesis: An example from Permian Rotliegend sandstone in Hessen, Germany. Sedimentary Geology, 326: 79-93.

Morey, G. W., Fournier, R. O,. & Rowe, J. J. (1964). The solubility of amorphous silica at 25 C. Journal of Geophysical Research, 69(10): 1995-2002.

Murata, K. J., & Whiteley, K. R. (1973). Zeolites in the Miocene Briones Sandstone and related formations of the central Coast Ranges, California. J. Res. US Geological Survey 1(3): 255-265.

Nangia, S., & Garrison, B. J. 2009. Advanced Monte Carlo approach to study evolution of quartz surface during the dissolution process. Journal of American Chemical Society 131: 9538−9546.

Nash, D.J., Shaw, P.A., & Ullyott, J.S. (1998). Drainage-line silcretes of the Middle Kalahari: an analogue for Cenozoic sarsen trains. Proceedings of the Geological Association, 109: 241–254.

Nash, J. D., & Ullyott, J. S. (2007). Silcrete. Geochemical Sediments and Landscapes: 95-148.

Nekvasil, H. (1992). Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. American Mineralogist, 77(5-6): 592-604.

Niazi, A. M. K., Jahren, J., Mahmood, I., & Javaid, H. (2019). Reservoir quality in the Jurassic sandstone reservoirs located in the Central Graben, North Sea. Marine and Petroleum Geology, 102: 439-454.

Nielsen, M. T., Weibel, R., Therkelsen, J., & Friis, H. (2019). Distribution of porosity-preserving microquartz coatings in sandstones, Upper Jurassic Danish Central Graben. GEUS Bulletin, 43: 1-5.

Noh, J.H., & Boles, J.R. (1993). Origin of zeolite cements in the Miocene sandstones, North Tejon Oil Fields, California. Journal of Sedimentary Petrology 63: 248–260.

Ogihara, S., & Iijima, A. (1990). Exceptionally K-rich clinoptilolite-heulandite group zeolites from three offshore boreholes off northern Japan. European Journal of Mineralogy 2: 819–826.

Olazábal, S. X., Tunik, M. A., & Paredes, J. M. (2020). Sandstone petrography and provenance of the Chubut Group (Cretaceous) in the Cañadón Matasiete (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia): Implications for basin evolution and alluvial organization. Journal of South American Earth Sciences, 98, 102463.

Olaussen, S., Dalland, A., Gloppen, T.G., & Johannessen, E. (1984). Depositional environment and diagenesis of Jurassic reservoir sandstones in the eastern part of Troms I area. En Spencer, A.M., Holter, E., Johnsen, S.O., Mørk, A., Nysæther, E., Sognstad, P., and Spinnangr, A, ., eds., Petroleum Geology of the North European Margin: London, Graham & Trotman: 61–79.

Ozen, S., & Göncüoğlu, M. (2012). Origin of analcime in the Neogene Arikli Tuff, Biga peninsula, NW Turkey. Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen, 189(1): 21-34.

Pe-Piper, G., & Piper, D. J. (2022). Temperature and basinal fluid controls on feldspar diagenesis, Lower Cretaceous sandstones, Scotian Basin, Canada. Marine and Petroleum Geology, 141, 105704.

Pichat, A., Hoareau, G., Callot, J. P., & Ringenbach, J. C. (2016). Diagenesis of Oligocene continental sandstones in salt-walled minibasins—Sivas Basin, Turkey. Sedimentary Geology, 339: 13-31.

Pisciotto K. A. (1981). Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monterey Shale in the Santa Maria region, California. Sedimentology 28: 547-571.

Pittman, E.D. 1972. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. Journal of Sedimentary Petrology, 42: 507-519.

Pittman, E.D. 1979. Recent advances in sandstone diagenesis. Am. Rev. Earth Planet. Sci., 7: 39-62.

Porter, E. W., & James, W. C. (1986). Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones. Chemical Geology, 57(3-4): 359-369.

Prajapati, N., Abad Gonzalez, A., Selzer, M., Nestler, B., Busch, B., & Hilgers, C. (2020). Quartz cementation in polycrystalline sandstone: Insights from phase-field simulations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(2): e2019JB019137.

Rabelo, C. E. N., Cardoso, A. R., Nogueira, A. C. R., Soares, J. L., & Góes, A. M. (2019). Genesis of poikilotopic zeolite in aeolianites: an example from the Parnaíba Basin, NE Brazil. Sedimentary Geology, 385: 61-78.

Remy, R. R., & Ferrell, R. E. (1989). Distribution and origin of analcime in marginal lacustrine mudstones of the Green River Formation, south-central Uinta Basin, Utah. Clays and Clay Minerals, 37: 419-432.

Ren, J., Lv, Z., Wang, H., Wu, J., & Zhang, S. (2021). The Origin of Quartz Cement in the Upper Triassic Second Member of the Xujiahe Formation Sandstones, Western Sichuan Basin, China. Water, 13(14), 1890.

Renard, F., & Ortoleva, P. (1997). Water films at grain–grain contacts: Debye-Huckel, osmotic model of stress, salinity and mineralogy dependence: Geochimica et Cosmochimica Acta, 61: 1963–1970.

Reynolds, D. L. (1929). Some new occurrences of authigenic potash feldspars: Geological Magazine, 66: 390-399.

Robin, P. Y. (1978). Pressure solution at grain contacts. Geochimica and Cosmochimica 42: 1587-1600.

Ruiz-Salvador, A. R., Gómez, A., Lewis, D. W., Catlow, C. R. A., Rodríguez-Albelo, L. M., Montero, L., & Rodríguez-Fuentes, G. (2000). Clinoptilolite–heulandite polymorphism: structural features from computer simulation. Physical Chemistry Chemical Physics, 2(8): 1803-1813.

Rutter, E.H. (1983). Pressure solution in nature, theory and experiment. Geological Society of London 140: 725-740.

Scasso, R. A., & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial N°1: 259 páginas.

Scholle, P. A. (1979). A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. American Association of Petroleum Geologists, 201 páginas.

Sheldon, H. A., Wheeler, J., Worden, R. H., & Cheadle, M. J. (2003). An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones. Journal of Sedimentary Research, 73(1): 64-71.

Shelukhina, O., El-Ghali, M. A., Abbasi, I. A., Hersi, O. S., Farfour, M., Ali, A., ... & Siddiqui, N. A. (2021). Origin and control of grain-coating clays on the development of quartz overgrowths: example from the lower Paleozoic Barik Formation sandstones, Huqf region, Oman. Arabian Journal of Geosciences, 14: 1-20.

Sibley, D. F. (1978). K-feldspar cement in the Jacobsville Sandstone. Journal of Sedimentary Research, 48(3): 983-985.

Sibley, D. F., & Blatt, H. (1976). Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. Journal of Sedimentary Research, 46(4): 881-896.

Siever, R. (1962). Silica solubility, 0-200 ° C, and the diagenesis of siliceous sediments. Journal of Geology 20: 127-150.

Small, J. S., Hamilton, D. L., & Habesch, S. (1992). Experimental simulation of clay precipitation within reservoir sandstones; 2, mechanism of illite formation and controls on morphology. Journal of Sedimentary Research, 62(3): 520-529.

Smrzka, D., Kraemer, S. M., Zwicker, J., Birgel, D., Fischer, D., Kasten, S., ... & Peckmann, J. (2015). Constraining silica diagenesis in methane-seep deposits. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 420: 13-26.

Sorby, H.C. (1862). The Bakerian lecture: on the direct correlation of mechanical and chemical forces. Proceedings Royal Society of London 12: 538–550.

Sorby, H. C. (1908). On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. Quarterly Journal of the Geological Society, 64(1-4): 171-233.

Sprunt, E. S., & Nur, A. (1977). Destruction of porosity through pressure solution. Geophysics, 42(4): 726-741.

Stephenson, L. P., Plumley, W. J., & Palciauskas, V. V. (1992). A model for sandstone compaction by grain interpenetration. Journal of Sedimentary Research, 62(1): 11-22.

Stewart, R. J., & McCulloh Th, M. (1977). Widespread occurrence of laumontite in late Mesozoic and Tertiary basins of Pacific margin. AAPG Bulletin 61: 1392-1393.

Summerfield, M. A. (1983a). Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, Southern Africa. Journal of Sedimentary Research, 53(3): 895-909.

Summerfield, M. A. (1983b). Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from southern Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 41(1-2): 65-79.

Surdam, R.C.. & Crossey, L.J. (1987). Integrated diagenetic modeling: a process-oriented approach for elastic systems. American Review of Earth and Planetary Sciences, 15: 141-170.

Tan, D., Luo, L., Song, L., Liu, F., Wang, J., Gluyas, J., ... & Tan, X. (2023). Differential precipitation mechanism of cement and its impact on reservoir quality in tight

sandstone: A case study from the Jurassic Shaximiao formation in the central Sichuan Basin, SW China. Geoenergy Science and Engineering, 221, 111263.

Tang, Z., Parnell, J.. & Longstaffe, F. J. (1997). Diagenesis of analcime-bearing reservoir sandstones; the Upper Permian Pingdiquan Formation, Junggar Basin, Northwest China. Journal of Sedimentary Research, 67(3): 486-498.

Taylor, G., & Eggleton, R. A. (2017). Silcrete: an Australian perspective. Australian Journal of Earth Sciences, 64(8): 987-1016.

Taylor, T.R., Lander, R.H., & Bonnell, L. M. (2022). Sandstone petrography, petrology and modelling. Concepts in Sedimentology and Paleontology 13, Society for Sedimentary Geology, 364 pags.

Toussaint, R., Aharonov, E., Koehn, D., Gratier, J. P., Ebner, M., Baud, P., ... & Renard, F. (2018). Stylolites: A review. Journal of Structural Geology, 114: 163-195.

Ullyott, J. S. & Nash, D. J. (2006). Micromorphology and geochemistry of groundwater silcretes in the eastern South Downs, UK. Sedimentology, 53(2): 387-412.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J., & Raine, R. J. (2014). Front Matter, Introduction and Glossary: A Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks. AAPG Memoir 109, 526 páginas

Vagle, G. B., Hurst, A., & Dypvik, H. (1994). Origin of quartz cements in some sandstones from the Jurassic of the Inner Moray Firth (UK). Sedimentology, 41(2): 363-377.

Van der Weijden, C. H. (2007). Cahiers of geochemistry Silica I: Silicon Analytical. Physical and Terrestrial Geochemistry", Department of Geosciences – Geochemistry Utrecht University, Netherland.

Varkouhi, S., Tosca, N. J., & Cartwright, J. A. (2020). Pore-water chemistry: A proxy for tracking the signature of ongoing silica diagenesis. Journal of Sedimentary Research, 90(9): 1037-1067.

Walderhaug, O. (2000). Modeling quartz cementation and porosity loss in Middle Jurassic Brent Group sandstones of the Kvitebjørn field, northern North Sea: AAPG Bulletin, v. 84: 1325–1339.

Walderhaug, O., & Bjørkum, P. A. (2003). The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Stø Formation, southern Barents Sea. Journal of Sedimentary Research, 73(2): 146-156.

Walderhaug, O., Lander, R.H., Bjørkum P. A., Oelkers, E. H., Bjørlykke, K., & Nadeau P. H. (2000). Modeling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones—Examples from the Norwegian continental shelf. En R. H. Worden y S. Morad (editors) Quartz cementation in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication 29: 39–49.

Walderhaug, O., & Porten, K. W. (2022). How do grain coats prevent formation of quartz overgrowths?. Journal of Sedimentary Research, 92(10): 988-1002.

Waldschmidt, W.A. (1941). Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil. AAPG Bulletin, 25: 1839-1879.

Wang, Y., Fu, Y., Cao, Y., Wang, S., Song, M., Wang, Y., ... & Wang, J. (2020). Sources of authigenic quartz in the Permian tight sandstones close to Gaoqing Fault, Dongying Sag, Bohai Bay Basin, China. Marine and Petroleum Geology, 113, 104109.

Waugh, B. (1978). Authigenic k-feldspar in British Permo-Triassic sandstones. Journal of the Geological Society, 135(1): 51-56.

Weibel, R., Friis, H., Kazerouni, A. M., Svendsen, J. B., Stokkendal, J., & Poulsen, M. L. K. (2010). Development of early diagenetic silica and quartz morphologies—Examples from the Siri Canyon, Danish North Sea. Sedimentary Geology, 228(3-4): 151-170.

Weibel, R., Olivarius, M., Jakobsen, F. C., Whitehouse, M., Larsen, M., Midtgaard, H., & Nielsen, K. (2019). Thermogenetic degradation of early zeolite cement: An important process for generating anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs?. Marine and Petroleum Geology, 103: 620-645.

Welton, J.E. (1984). SEM Petrology Atlas. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A.

Weres, O., Yee, A., & Tsao, L. (1981). Kinetics of silica polymerization. Journal of Colloid Interface Science, 84: 379–402.

Williams, L. A., & Crerar, D. A. (1985). Silica diagenesis; II, General mechanisms. Journal of Sedimentary Research, 55(3): 312-321.

Williams, R. T., & Fagereng, A. (2022). The role of quartz cementation in the seismic cycle: A critical review. Reviews of Geophysics, 60(1), e2021RG000768.

Williams, A. W., Parks, G. A., & Crerar, D. A. (1985). Silica diagenesis. I. Solubility controls. Journal of Sedimentary Research, 55: 301–311.

Wilson, M. J. (2014). The structure of opal-CT revisited. Journal of Non-Crystalline Solids, 405: 68-75.

Wilson, M.D., & Pittman, E.D. (1977). Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis: Journal of Sedimentary Petrology, 47: 3-31.

Wood, J.R. (1994). Chemical diagenesis. En Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. Wilson, M (editor), SEPM Short Course Notes 30: 119-136.

Wood, J. R., & Hewett, T. A. (1984). Reservoir Diagenesis and Convective Fluid Flow: Part 1. En Clatic Diagenesis McDonald y Surdam, S (eds), American Association of Petroleum Geologists: 99-110.

Wopfner, H., Markwort, S., & Semkiwa, P. M. (1991). Early diagenetic laumontite in the Lower Triassic Manda beds of the Ruhuhu Basin, southern Tanzania. Journal of Sedimentary Research, 61(1): 65-72.

Worden, R. H., & Burley, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. Sandstone diagenesis: Recent and ancient, 1-44.

Worden, R. H., French, M. W., & Mariani, E. (2012). Amorphous silica nanofilms result in growth of misoriented microcrystalline quartz cement maintaining porosity in deeply buried sandstones. Geology, 40(2): 179-182.

Worden, R.H., Griffiths, J., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Lawan, A.Y., Muhammed, D.D., Simon, N., & Armitage P.J. (2020). Chlorite in sandstones. Earth Sciences Review 204, 103105

Worden, R. H., & Morad, S. (2000). Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. Quartz cementation in sandstones, 1-20.

Worden, R. N., & Rushton, J. C. (1992). Diagenetic K-feldspar textures; a TEM study and model for diagenetic feldspar growth. Journal of Sedimentary Research, 62(5): 779-789.

Xu, H., Zhou, W., Hu, Q., Yi, T., Ke, J., Zhao, A., ... & Yu, Y. (2021). Quartz types, silica sources and their implications for porosity evolution and rock mechanics in the Paleozoic Longmaxi Formation shale, Sichuan Basin. Marine and Petroleum Geology, 128, 105036.

Yu, Y., Lin, L., Li, Z., & Chen, H. (2022). Source of quartz cement in tight gas sandstone: Evidence from the Upper Triassic Xujiahe Formation in the western Sichuan Basin, SW China. Journal of Petroleum Science and Engineering, 212, 110299.

Zhu, S., Cui, H., Jia, Y., Zhu, X., Tong, H., & Ma, L. (2020). Occurrence, composition, and origin of analcime in sedimentary rocks of non-marine petroliferous basins in China. Marine and Petroleum Geology, 113, 104164.

Zhu, S., Zhu, X., Wang, X., & Liu, Z. (2012). Zeolite diagenesis and its control on petroleum reservoir quality of Permian in northwestern margin of Junggar Basin, China. Science China Earth Sciences, 55: 386-396.

CAPÍTULO 12: CEMENTOS y AUTIGÉNESIS DE FILOSILICATOS EN ARENISCAS

- *Introducción*
- *Tipos genéticos de arcillas en areniscas*
- *Cementos de minerales de arcilla*
- *Grupo de la caolinita*
- *Origen de la caolinita*
- *Evolución diagenética de la caolinita y sus palinomorfos*
- *Grupo de la serpentina*
- *Cementos arcillosos con estructura T-O-T*
- *Grupo de las esmectitas*
- *Grupo de las micas (illita y glauconita)*
- *Origen y evolución diagenética de la illita*
- *Origen y transformación diagenética de la glauconita*
- *Grupo de las cloritas*
- *Palygorskita y sepiolita*

INTRODUCCIÓN

En las areniscas los minerales de arcilla juegan un importante papel ya que son uno de los cementos dominantes, forman gran parte de la matriz, con frecuencia reemplazan clastos de la fracción arena e incluso obliteran parcial o totalmente la porosidad afectando las propiedades petrofísicas de reservorios en muchos yacimientos.

Antes de continuar una aclaración debe ser hecha con respecto al término arcilla que es en general usado en dos sentidos diferentes. Por un lado, el granulométrico para incluir a todas las partículas de tamaño de grano menor a 4 micrones independientemente de su mineralogía (Fig. 12.1 A, véase también Capítulo 3). Por el otro, el mineralógico que se refiere a los minerales ampliamente dominantes en la fracción inferior a 4 micrones, los que en general corresponden a filosilicatos (Fig. 12.1 A). En el presente capítulo, nos focalizaremos en este último sentido, es decir, describiremos los diferentes "minerales de arcilla" desde un punto de vista estrictamente mineralógico, considerando su rol como cemento, reemplazo de clastos y su significado en la evolución durante la diagénesis.

TIPOS GENÉTICOS DE ARCILLAS EN ARENISCAS

Las arcillas en areniscas pueden encontrarse de tres maneras diferentes: como cementos, reemplazo de clastos, o formando la mayor parte de la matriz (Fig. 12.1 B).

Siguiendo las propuestas de Wilson y Pittman (1977), se presenta en la figura 12.1 C una clasificación genética de los principales grupos de arcillas, la figura simplifica y

modifica ligeramente la propuesta original de los autores anteriormente mencionados. Como allí puede verse, son reconocidos dos grupos principales de arcillas: alogénicas y autogénicas. Las arcillas alogénicas son de origen detrítico, por lo tanto, no brindan información diagenética, aunque sí pueden ser relevantes para el estudio de áreas de aporte, condiciones paleoclimáticas o mecanismos de transporte y depositación.

Las arcillas alogénicas son aquí divididas en dos tipos principales: sindepositacionales e infiltradas (Fig. 12.1 C). Corresponden al primer grupo las sedimentadas simultáneamente con la fracción arenosa, en la que el porcentaje de arcilla puede proporcionar información acerca de la viscosidad de las corrientes e incluso el mecanismo de transporte (véase Capítulo 6).

A

Por el tamaño de grano: todas las partículas menores a 4 micrones

Por la composición (minerales de arcilla): Aquellos minerales que prevalecen en la fracción menor a 4 micrones (mayormente filosilicatos)

B

1. Cemento o reemplazo: Arcilla autigénica formada durante la diagénesis, ya sea como material ligante o reemplazando parte de la fracción clástica

2. Matriz: Arcilla clástica cuya composición, en algunos casos, puede ser modificada durante la diagénesis formando ortomatriz

3. Clasto: Granos líticos donde domina la fracción arcillosa, la composición mineral puede, o no, ser modificada diagenéticamente

C

Alogénicas	Sindepositacionales (depositación simultanea de la arcilla y granos de arena) Infiltradas (infiltración postdepositacional y previa al enterramiento de la arcilla)	+ diagénesis =	Arcillas regeneradas
Autogénicas	Cementos (Precipitado químico obliterando la porosidad tanto primaria como secundaria) Reemplazos (reemplazo parcial o masivo de clastos por minerales de arcilla		

Figura 12.1. Conceptos básicos para la caracterización y estudio de los minerales de arcilla: A. El concepto granulométrico versus mineralógico; B. Ubicación de los minerales de arcilla dentro de las areniscas; C. Diferencias entre arcillas alogénicas y autogénicas de acuerdo con los conceptos definidos por Wilson y Pittman (1977).

Por otro lado, las arcillas infiltradas, aunque también detríticas, fueron introducidas poco tiempo después de la depositación, pero no simultáneamente sedimentadas con los granos de arena. Por lo tanto, en este caso la arcilla no brinda información sobre los mecanismos de transporte, sólo algunos autores han sugerido que bajo condiciones climáticas semiáridas o áridas la infiltración de arcilla podría verse beneficiada.

La infiltración de arcillas es un proceso frecuente en suelos generando fábricas específicas que pueden ser identificadas en paleosuelos (Brewer, 1964; Andreis, 1981; Retallack, 2008). La categoría de arcillas infiltradas se extiende aún más allá de los procesos edáficos, aplicándose también a la introducción mecánica y postdepositacional de material fino dentro de sedimentos no necesariamente en suelos con desarrollo edáfico. Así, por ejemplo, ha sido descripta como el resultado de corrientes de escurrimiento fangosas, las que al perder velocidad infiltran el material transportado en suspensión, principalmente arcilla, dentro de depósitos aluviales previamente depositados (Walker, 1976; Matlack et al., 1989; Moraes y De Ros, 1990). En particular, Matlack et al. (1989) demostraron, mediante estudios de laboratorio y en acumulaciones sedimentarias holocenas, que la infiltración de arcilla es fuertemente dependiente del ambiente depositacional. Así, son proclives a la infiltración de arcillas diferentes tipos de ambientes como por ejemplo los dominados por corrientes con elevadas proporciones de material fino en suspensión, aquellos sujetos a ocasional exposición subaérea y los que exhiben mínimo retrabajo de sedimentos (Matlack et al., 1989).

En lo que respecta a los mecanismos de infiltración de la arcilla, Moraes y De Ros (1990) consideraron tres caminos principales. El primero, lo que los autores llamaron "concentración en la zona vadosa", es donde al producirse la evaporación de agua la arcilla es dejada por encima del nivel freático infiltrada entre los granos de arena. Un segundo mecanismo corresponde a la "concentración próxima al nivel freático" cuando la percolación alcanza la parte superior de la freática y las arcillas se acumulan en delgados horizontes dentro del acuífero arenoso. Finalmente, el tercer mecanismo propuesto por Moraes y De Ros (1990) comprende a "concentraciones encima de barreras impermeables" que favorecen la concentración de arcilla mecánicamente infiltrada.

Entre las principales características petrográficas que sugieren la infiltración de arcilla pueden citarse: 1. Presencia de *coatings* sobre la superficie de los clastos de arena con su eje paralelo a la superficie del clasto, 2. Puentes y crestas de arcillas entre clastos, 3. Relleno de fisuras, 4. Fábricas geopetales, 5. Agregados masivos, 6. Presencia de impurezas como óxidos de hierro o materia orgánica (Matlack et al., 1989; Moraes y De Ros, 1990; Wanas y Soliman, 2001).

En lo que respecta a las arcillas autogénicas, son divididas de acuerdo con su origen y fábrica dentro de las areniscas en cementos y reemplazos (Fig. 12.1 C). Las primeras son precipitados químicos formados durante la diagénesis, los que obliteran la porosidad tanto primaria como secundaria. Los reemplazos corresponden a arcillas autigénicas desarrolladas dentro de los clastos, las que pueden sustituir parcial o totalmente los granos de arena (Fig. 12.1 C).

Como muestra la figura 12.1 las arcillas alogénicas, tanto las sindepositacionales como las infiltradas, pueden sufrir durante el posterior sepultamiento cambios diagenéticos y transformarse en arcillas autigénicas (Fig. 12.1 C). Siguiendo a Wilson y Pittman (1977) se conserva el nombre de arcillas regeneradas para identificar a aquellas alogénicas (principalmente la matriz de las areniscas) que han sido transformadas diagenéticamente y, en este sentido, son un equivalente de la ortomatriz, tal cual fue definida por Dickinson (1970) para la recristalización diagenética de la matriz depositacional (véase Capítulo 6).

CEMENTOS DE MINERALES DE ARCILLA

Los minerales de arcillas forman uno de los cementos comunes en las areniscas, siendo los más frecuentes la caolinita, illita, clorita y las esmectitas. Para una mejor comprensión de la naturaleza, estabilidad y comportamiento diagenético de estos minerales, es necesario conocer los aspectos básicos de sus estructuras, ya que éstas caracterizan a cada uno de los diferentes grupos de arcilla y su relación con los cationes que saturan las cargas libres.

Las arcillas son filosilicatos, mayormente monoclínicos o triclínicos, que presentan hábito laminar o fibroso. Básicamente, resultan del apilamiento de dos tipos de capas, llamadas tetraédrica y octaédrica. La capa tetraédrica, como su nombre lo indica, puede ser descripta como un tetraedro cuyos vértices están ocupados por átomos de oxígeno y el centro por un átomo de silíceo siguiendo la relación SiO_4 (Fig. 12.2 A). Estos tetraedros coordinan los tres átomos basales de oxígeno con los tetraedros vecinos de manera que la fórmula unidad es de Si_2O_5 (Fig. 12.2 B). En ocasiones, la estructura descripta puede mostrar parcial sustitución de átomos de Si por Al^{3+} o Fe^{3+}.

La capa octaédrica consiste en cationes de hierro, magnesio o aluminio que se ubican en el centro de los octaedros combinándose con 6 átomos de oxígeno u oxidrilos que se comparten con los octaedros vecinos (Fig. 12.2 C y D). Cuando el catión es trivalente, como en el caso del aluminio, la capa se compone de 6 oxidrilos y dos átomos del catión trivalente para compensar las cargas, por lo que la capa es denominada dioctaédrica. Cuando en las capas octaédricas el catión es divalente, como en el caso del magnesio, son necesarios tres átomos de magnesio para compensar las cargas, por lo que la capa se denomina trioctaédrica.

El Al^{3+} de las capas octaédricas puede ser parcialmente reemplazado por Fe^{3+}, Fe^{2+} o mucho más raramente por Li, Cr, Mn, Ni, Cu o Zn.

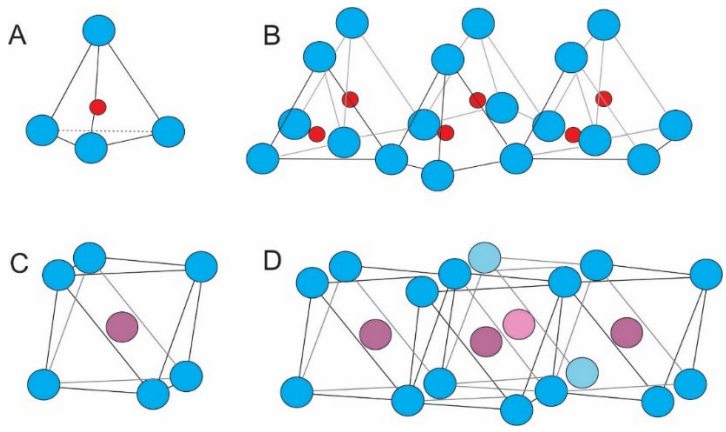


Figura 12.2. Unidades estructurales de las arcillas. A: Tetraedro elemental, B: Capa tetraédrica, C: Octaedro elemental y D: Capa octaédrica.

Las capas tetraédricas y octaédricas se unen para formar láminas, la unión más simple corresponde a la sustitución de un oxidrilo de la capa octaédrica por el oxígeno apical de la tetraédrica mediante una unión del tipo covalente-iónico. Básicamente existen dos tipos de disposiciones de láminas, por un lado, la disposición T-O o 1:1 en donde una capa

tetraédrica se une a una octaédrica. Por el otro, las disposiciones T-O-T o 2:1 donde la capa octaédrica se intercala entre dos tetraédricas.

Entre las láminas se dispone el espacio de interlámina, el que según el tipo de arcilla está ocupado por cationes fijos, cationes intercambiables, agua o una capa octaédrica. La figura 12.3 ilustra la relación entre capas, láminas y el espacio de interlámina; nótese que, aunque en la mayoría de las arcillas los espacios de interlámina están ocupados por cationes y agua (caso A en la Fig. 12.3), en el caso de la clorita en el espacio de interlámina se dispone una capa octaédrica (caso B en la Fig. 12.3).

La unión entre láminas es más débil que entre las capas ya que es del tipo iónico no direccional, en el caso de existir agua las uniones son del tipo puente de hidrógeno.

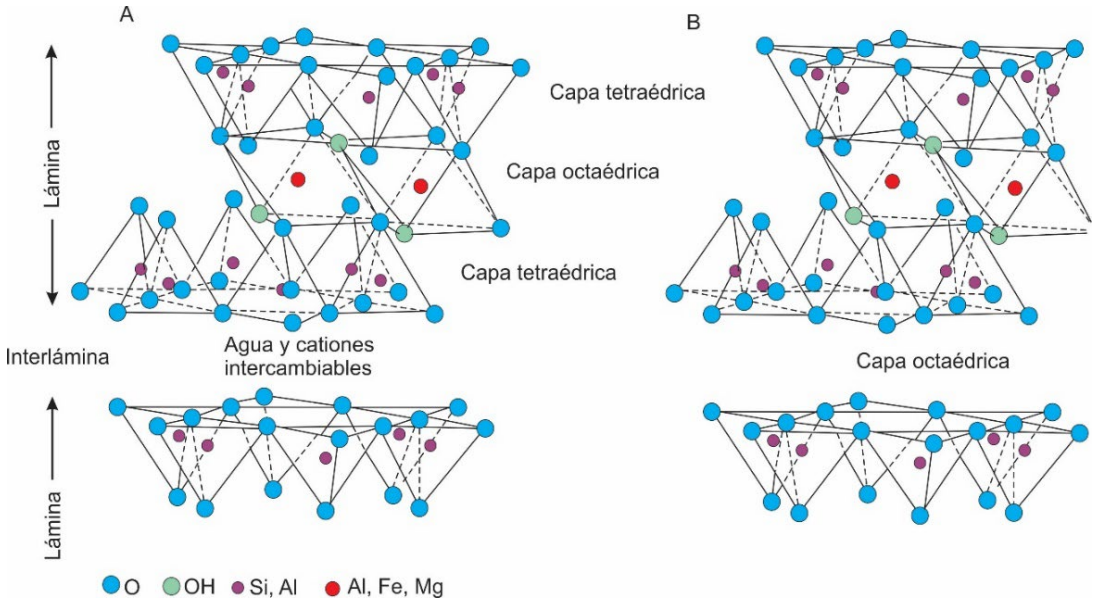


Figura 12.3. Dos diferentes situaciones en la interlámina de arcillas del tipo T-O-T. En A la interlámina es ocupada por moléculas de agua y cationes intercambiables como en el caso de las esmectitas. En B la interlámina está ocupada por una capa octaédrica, como en el caso de la clorita, dando una estructura que puede ser descripta como T-O-T-O.

Las diferentes configuraciones estructurales de las arcillas permiten reconocer 6 grupos principales de cementos arcillosos, cuyas características e importancia son sintetizadas en la figura 12.4. Las configuraciones estructurales de la caolinita, illita y esmectita aparecen representadas esquemáticamente en la figura 12.5.

GRUPO DE LA CAOLINITA

ASPECTOS GENERALES

Este grupo de cementos de arcilla se caracterizan por estar formados por una lámina tetraédrica que se acopla a una lámina octaédrica sin la existencia de ningún catión. La caolinita es la arcilla principal de este grupo del cual también participan sus polimorfos dickita, nacrita y halloysita.

La caolinita es un cemento frecuente en las arenitas arcósicas, las subfeldarenitas y las subarcosas, encontrándose también en arenitas líticas, especialmente, dominadas por clastos de metamorfitas, coexistiendo, o desplazando al cemento de clorita. En este último caso, la caolinita proviene de la transformación diagenética de minerales micáceos, ya sea biotita o muscovita.

Grupo	Configuración	Cementos Principales	Importancia cuantitativa
Caolinita	T - O (dioctaédrica)	Caolinita Dickita Halloysita Nacrita	Muy frecuente Frecuente Ocasional Ocasional
Serpentina	T - O (trioctaédrica)	Berthierina	Ocasional
Esmectitas	T - O - T (Dioctaédrica)	Montmorillonita Beidellita Nontrolita	Muy frecuente Frecuente Ocasional
	T - O - T (Trioctaédrica)	Stevensita Hectorita Saponita	Ocasional Poco frecuente Poco frecuente
Micas	T - O - T	Illita Glauconita Sericita	Muy frecuente Ocasional Variable
Cloritas	T - O - T - O	Chamosita Clinocloro	Frecuente Ocasional
Arcillas fibrosas	T - O - T	Palygorskita Sepiolita	Poco frecuente Poco frecuente

Figura 12.4. Los seis grupos de minerales de arcilla y sus cementos principales. Nótese que algunos grupos, como por ejemplo las arcillas fibrosas, presentan cementos poco frecuentes en las areniscas. En contraposición, otros grupos, como el de la caolinita y el de las esmectitas, aportan cementos frecuentes y muy frecuentes.

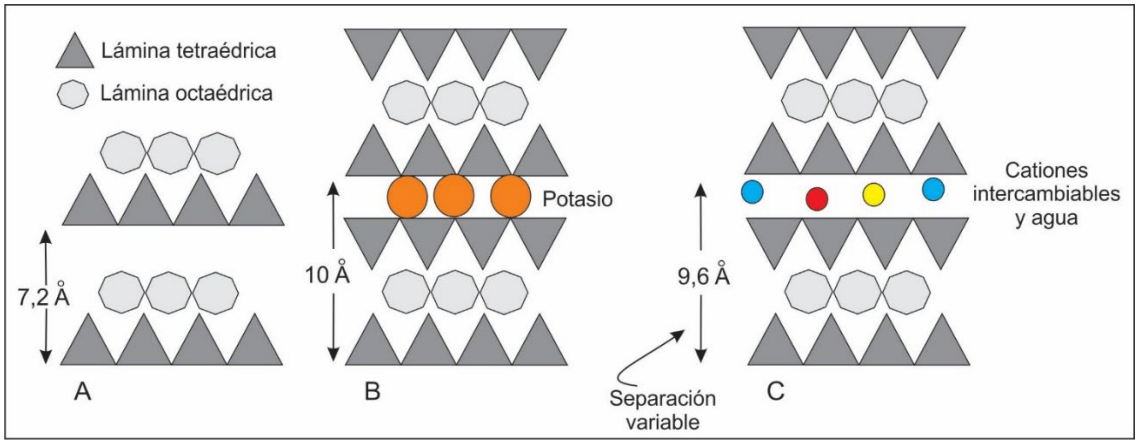


Figura 12.5. Representación esquemática de la estructura de la caolinita (A), illita (B) y esmectita (C).

La caolinita es un cemento arcilloso que presenta composición química y estructura extremadamente sencilla, pues se trata de un aluminosilicato carente de otros aniones y cationes de fórmula $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. Como impurezas pueden aparecer pequeñas cantidades de Fe^{2+}, Fe^{3+}, K, Na, Ca, Mg y Ti, las que en ocasiones cumplen diferentes

roles dentro de la estructura cristalina, así por ejemplo el Fe^{3+} y eventualmente el Ti pueden sustituir parcialmente al Al^{3+} (Fig. 12.6).

En lo que respecta a su estructura cristalina, como se ha dicho es del tipo T-O, donde la lámina tetraédrica, formada por un átomo central de silicio, se encuentra en coordinación con cuatro átomos de oxígeno, tres de los cuales se combinan con los tetraedros vecinos dando como resultado una relación Si_2O_5 para la lámina T. En la caolinita la lámina octaédrica consiste en Al que se combina con oxidrilos. Las láminas tetraédrica y octaédrica se encuentran unidas mediante enlaces del tipo O-H-O (Murray, 1991, 1999; Scasso y Limarino, 1997, Fig. 12.6).

Entre las características propias de la caolinita se destacan su carga de capa nula, baja o muy baja capacidad de intercambio catiónico, menor superficie específica en relación con otros cementos arcillosos y muy baja expandibilidad (Murray, 1991).

Al microscopio petrográfico pueden ser reconocidos cuatro principales tipos morfológicos de cemento de caolinita: la caolinita criptocristalina, la vermiforme, los agregados de caolinita hexagonales blocosos (*blocky kaolinite*) y cemento de cobertura de clastos. Las primeras tres texturas forman series más o menos continuas en su morfología y birrefringencia. Así, por ejemplo, la caolinita criptocristalina se dispone en masas anhedrales caracterizadas por una birrefringencia extremadamente baja, que pasa transicionalmente a agregados vermiformes con una birrefringencia ligeramente mayor.

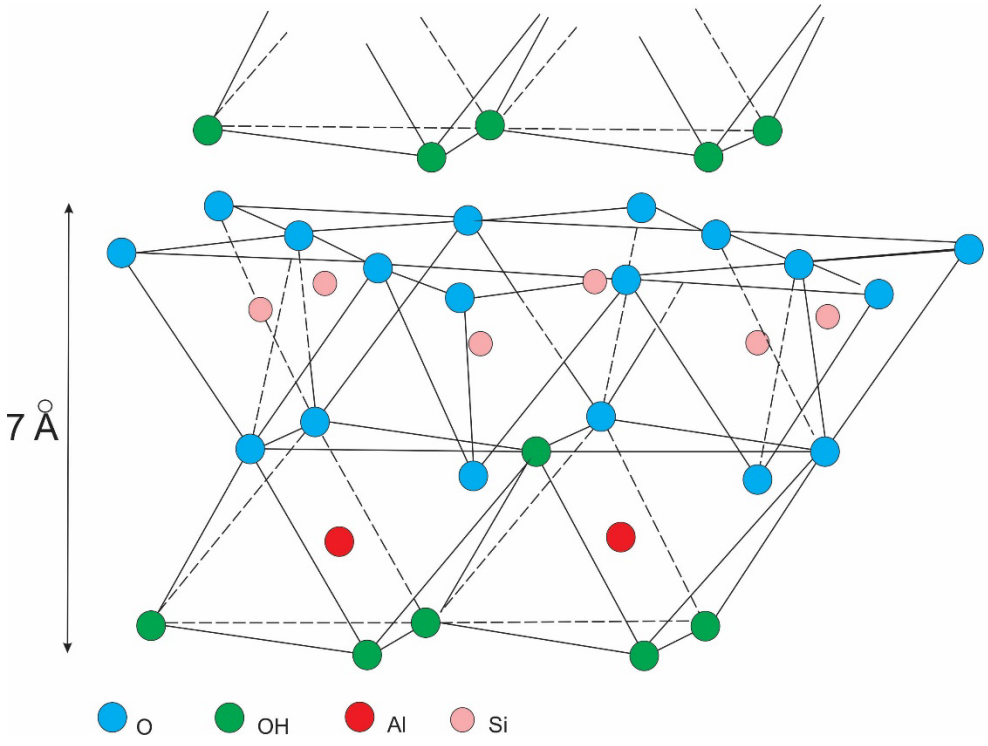


Figura 12.6. Estructura de la caolinita formada por la combinación de una lámina tetraédrica y una octaédrica. Nótese que los cationes aparecen como reemplazos de la sílice o el aluminio, pero el enlace entre las capas es del tipo O-H-O.

Del mismo modo, los agregados vermiformes pasan frecuentemente a cristales de caolinita de aspecto hexagonal, que en ocasiones se disponen formando agregados

acordeonados de hasta 10 micrones de diámetro. La forma cristalina de los individuos de caolinita es mejor apreciada cuando se la inspecciona al microscopio electrónico de barrido (Fig. 12.7).

Enlaces a imágenes 3.2: Ejemplos de cementos de caolinita
Lanson et al. (2002): DOI: 10.1180/0009855023710014, imágenes MEB de caolinita y dickita (Figs. 2, 9 y 10).
Milliken (2003): ISBN: 978-1-405-10587-3, imágenes petrográficas y MEB de cemento de caolinita sobre todo relacionado a la porosidad y su relación con el balance de masas (Figs. 2,3,4 y 5).
Marfil et al. (2003): ISBN: 978-1-405-10587-3, imágenes petrográficas y de MEB de caolinita, dickita y otros tipos de arcillas (figs. 5, 6 y 8).
Worden y Morad (2003): ISBN 978-1-405-10587-3 Imágenes petrográficas y de MEB (Fig. 3).
Limarino et al. (2020): https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102480, imágenes MEB y cortes delgados correspondientes a cemento de caolinita y otros tipos de cementos arcillosos.

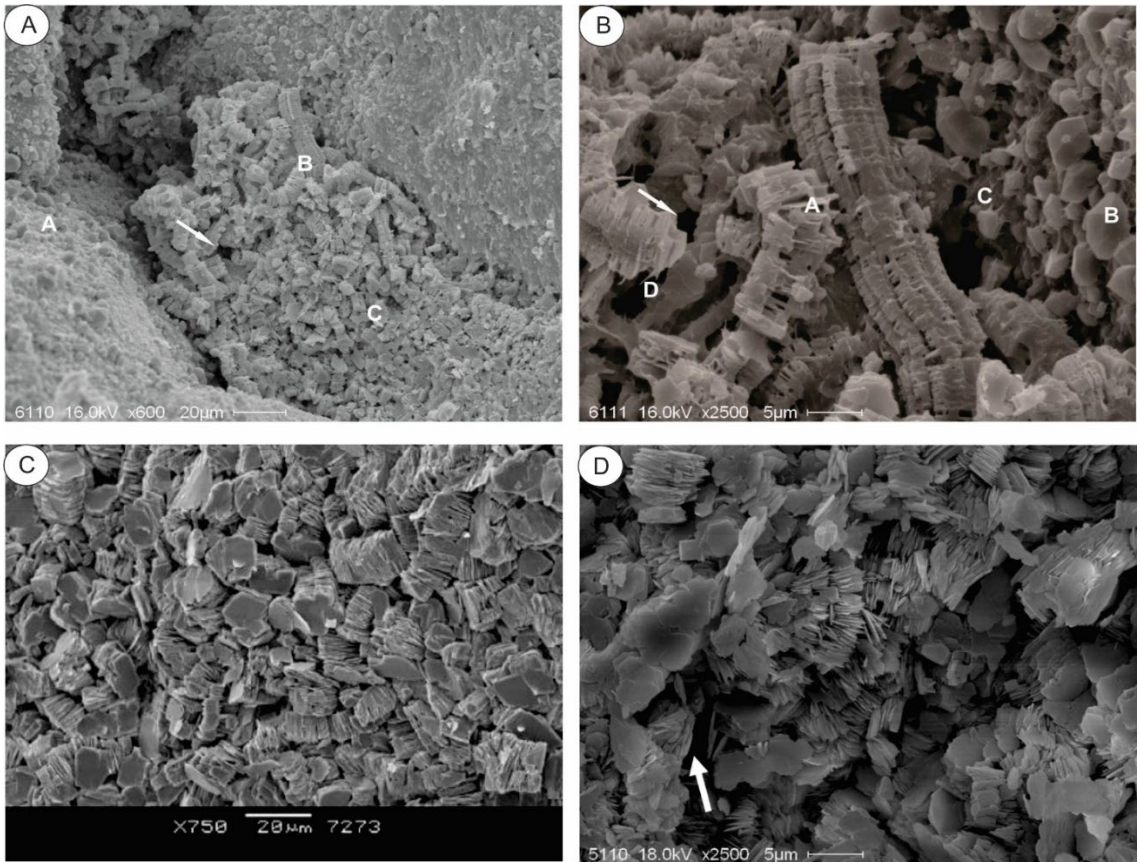


Figura 12.7. Ejemplos de cementos formados principalmente por caolinita: A y B. Agregados acordeonados de caolinita (B y C) dispuestos como cemento de oclusión entre clastos (A), la flecha indica la criptoporosidad intercristalina que frecuentemente queda como remanente de la porosidad primaria al precipitar la caolinita; C y D. Caolinita desarrollando imperfectos cristales hexagonales que forman agregados acordeonados incompletos, como en el caso anterior la flecha indica la criptoporosidad.

Marfil et al. (2003) mostraron como las características de la caolinita vermicular varía según su origen y posición dentro de la fábrica de la arenisca. Por ejemplo, en aquellos casos en los que la caolinita vermiforme se encuentra reemplazando clastos de feldespato,

los vermes de caolinita suelen formar láminas apiladas verticalmente con disposición aproximadamente paralela a la cara 001 de los cristales. El cemento de caolinita vermiforme dispuesto en espacios intergranulares, aunque suele estar compuesto por cristales de diámetro menor a 10 micrones, muestra distribución bimodal de tamaño y, en algunos casos, formas subcirculares de agregados (Marfil et al., 2003). Finalmente, el cemento de caolinita vermiforme derivada de minerales micáceos (principalmente muscovita o biotita) forma agregados densamente apretados dispuestos entre los planos de clivaje de las micas. La relación entre las micas y la caolinita autigénica muestra que el crecimiento de esta última fue controlado por el espacio creado al separarse por expansión las láminas de mica, lo que sugiere que su formación es precompactacional (Milliken, 1999; Marfil et al., 2003).

Por otra parte, la caolinita en bloque consiste en cristales birrefringentes, frecuentemente euhedrales de hábito pseudohexagonal, los que se disponen en agregados ordenados en forma de librillos que, en algunos casos, adquieren disposiciones acordeonadas. Es común que este tipo de agregados en cementos de oclusión desarrolle porosidad intercristalina como es mostrada en las figuras 12.7 y 12.8.

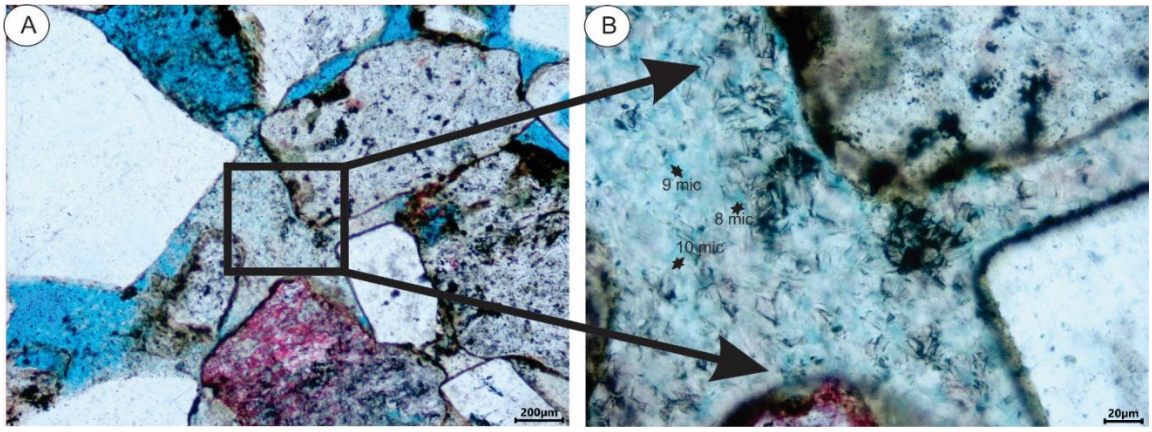


Figura 12.8. Ejemplo de la criptoporosidad desarrollada entre cristales del cemento de caolinita de forma similar a lo ilustrado en imágenes MEB de la figura 12.7: A. Arenisca de grano grueso a mediano con abundante porosidad secundaria y remanentes del cemento de oclusión de caolinita (zona recuadrada); B. Detalle de la zona recuadrada en A donde pueden verse micro y criptoporos, algunos ejemplos aparecen señalados por flechas donde el diámetro poral varía entre 8 y 10 micrones. Las dos fotos con nicoles paralelos.

Si bien, en general, se acepta que el predominio de formas en bloque sobre vermiformes de caolinita indica un aumento en la profundidad de soterramiento, en muchos casos ambos tipos de caolinita coexisten en la misma muestra (Marfil et al., 2003; Milliken, 2003; Limarino et al., 2017).

Un cuarto tipo de cemento de caolinita, mucho menos frecuente, consiste en coberturas de clastos (*kaolinite coatings*) las que, en la literatura de habla inglesa, son descriptas como *soil-related matrix kaolinite*. Aunque parte de este tipo de caolinita es detrítico, y por lo tanto no debe ser considerado cemento, en algunos casos han sido descriptos verdaderos precipitados en forma de cobertura de caolinita sobre clastos, especialmente asociados a clorita.

En casos particulares, sobre todo vinculados a niveles de tonsteins, aparecen al microscopio largos cristales atribuidos a caolinita o descriptos como minerales “tipo

caolinita" ("*kaolin-type minerals*" de Termier, 1923; Moore, 1964; Karim et al., 2005). En estos casos, el término leverrierita ha sido utilizado en forma informal como una variedad de caolinita que forma megacristales a menudo de hábito acordeonado, o bien definido como un mineral independiente de fórmula $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Nótese que la leverrierita incluye en su estructura al potasio y en este sentido lo asemeja más a la illita, sin embargo, el contenido de potasio es variable y, en ocasiones, extremadamente bajo aproximándose a la caolinita. Más allá del aparente mayor tamaño de los cristales, es difícil separar la caolinita de la leverrierita por sus propiedades ópticas utilizando el microscopio petrográfico. Teodorovich (1961) describió cristalográficamente a la leverrierita como un tipo de cristal mezcla (*"mixed cristal"*) compuesto por la alternancia de láminas de caolinita y muscovita.

Cualquiera sea el tipo morfológico del cemento de caolinita, al microscopio se caracteriza por su color claro con nicoles paralelos y su baja birrefringencia. Sin embargo, en algunos casos la caolinita puede aparecer con un color amarronado ("*brown kaolinite*") probablemente debido a la presencia de hierro en las soluciones porales que tiñen la caolinita (Marker y de Oliveira, 1994; Curry y Grimley, 2006; Fig. 12.9). Con menos frecuencia la caolinita ocurre intercrecida con diminutos cristales opacos cuya mineralogía y significado diagenético debe ser investigado en cada caso (Figs. 12.9 y 12.10).

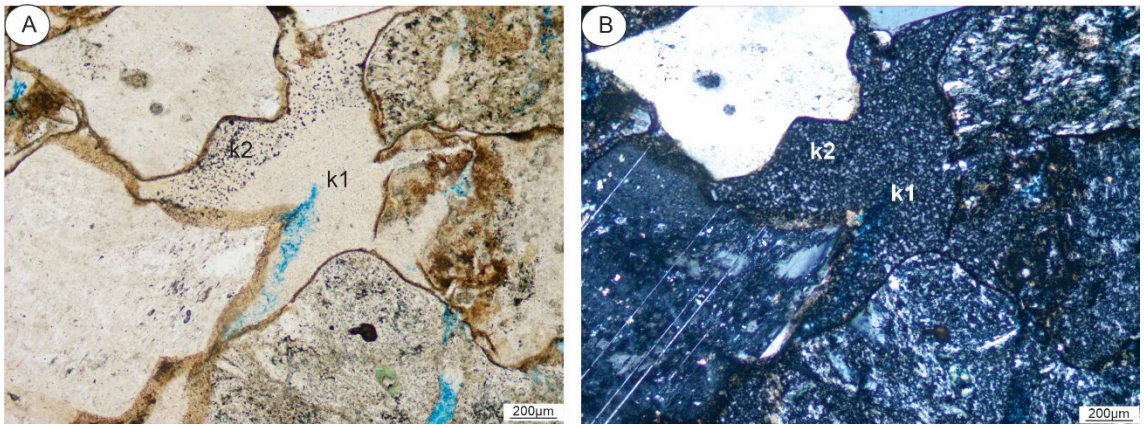


Figura 12.9. Ejemplo de cemento de caolinita de color castaño pálido con nicoles paralelos (k1) separado de un segundo grupo de cristales de caolinita intercrecida con diminutos cristales opacos (k2). Ambas fotografías corresponden a la misma muestra, A con nicoles paralelos y B con nicoles cruzados.

Además de presentarse en forma de cemento, es muy común que la caolinita reemplace clastos de feldespatos, tanto potásicos como plagioclasa. El reemplazo frecuentemente se asocia a porosidad secundaria intragranular, puede ser parcial o total y proceder desde el borde de los granos hacia el interior o a favor de planos cristalográficos (Fig. 12.11).

ORIGEN DE LA CAOLINITA

En lo que respecta al origen del cemento y reemplazos de caolinita puede deberse a: 1. Transformación diagenética parcial o masiva de feldespatos, 2. Precipitación directa a partir de soluciones enriquecidas en aluminio y sílice, 3. Alteración de minerales

micáceos (particularmente muscovita), 4. A partir de interestratificados caolinita-esmectita y 5. A partir de la gibbsita (Fig. 12.12).

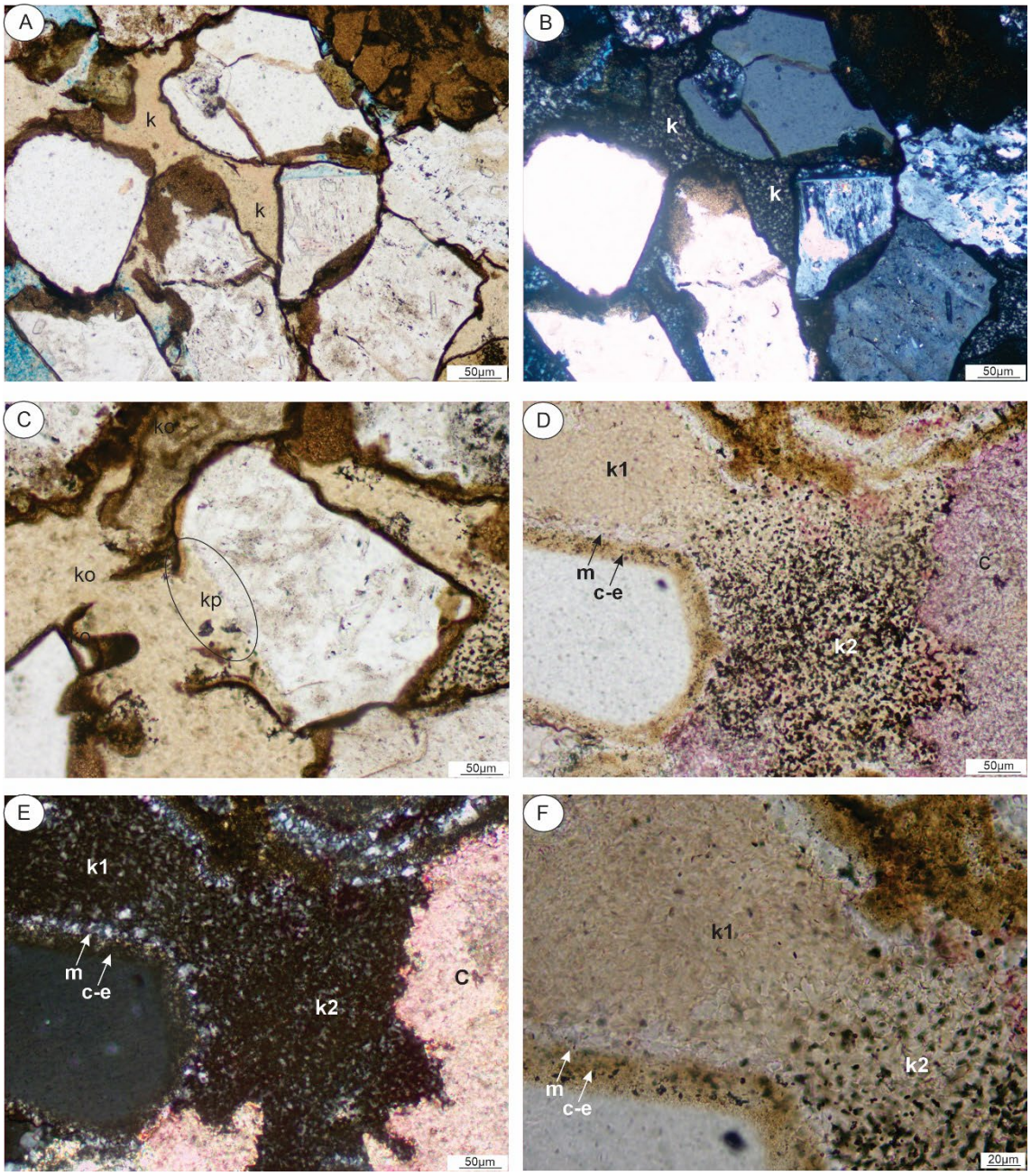


Figura 12.10. Cemento de caolinita de oclusión: A. Cemento de caolinita (k) formado con posterioridad a un cemento tipo *rim* arcillo-ferrugionoso compuesto parcialmente por clorita (nicoles paralelos); B. La misma muestra con nicoles cruzados; C. La misma situación que en A, pero además del cemento de caolinita (ko) se observa caolinita como reemplazo en un clasto de feldespato (kp) donde se ha producido la ruptura parcial del cemento tipo *rim* (elipse, nicoles paralelos); D. Dos tipos de cementos de caolinita amarronada, agregados de caolinita (k1) e intercrecimiento de caolinita con opacos (k2), nótese que la caolinita se formó luego de una primera fase de cemento tipo *rim* de clorita-esmectita seguida por microcuarzo (m, nicoles paralelos), el cemento de calcita (C) posdata a la caolinita; E. La misma muestra que D, pero con nicoles cruzados, en este caso se aprecia mejor el cemento de microcuarzo (m) y la calcita (c); F. Detalle de D para mostrar la sucesión de cementos (nicoles paralelos).

La formación de caolinita a expensas de feldespatos es el mecanismo más citado en la literatura, probablemente como consecuencia de la hidrólisis que a menudo sufren los feldespatos durante la meteorización y la diagénesis temprana (véanse Capítulos 2 y 5). En este caso, la generación de 1 mol de caolinita necesita la transformación de dos moles de feldespato en medio ácido (por ejemplo, plagioclasa, Fig. 12.12); además la reacción libera a la solución poral 4 moles de ácido ortosilícico y diferentes cantidades de Na^+, K^+ y Ca^{2+}.

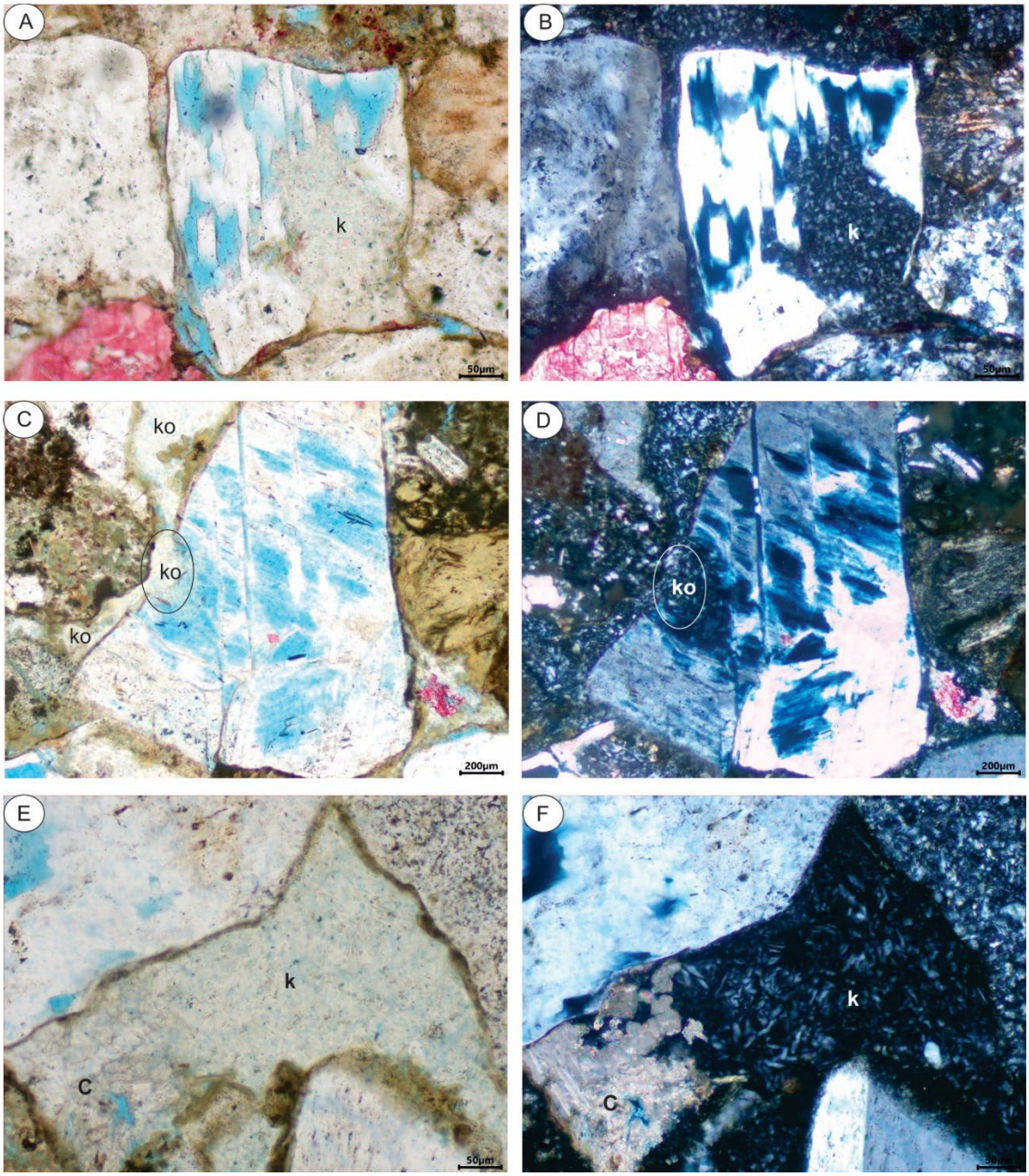


Figura 12.11. Ejemplos de reemplazos de clastos de feldespatos por caolinita: A. Feldespato potásico parcialmente reemplazado por caolinita (k) y con disolución que forma porosidad secundaria intragranular; B. La misma muestra que A, pero con nicoles cruzados; C. Feldespato parcialmente disuelto y penetrado por el cemento de caolinita (Ko, nicoles paralelos); D. La misma muestra que C, pero con nicoles cruzados; E. Clasto lítico que ha sufrido deformación dúctil, reemplazo casi total por caolinita (k) y en menor medida por carbonato (c, nicoles paralelos); F. La misma muestra que E, pero con nicoles cruzados.

Es probable que la cinética de la reacción se encuentre principalmente controlada por la concentración del ácido ortosilícico, de esta forma la velocidad de la transformación aumentará o disminuirá de acuerdo con la concentración de H_4SiO_4 en el medio poral. Si, por ejemplo, se produce la precipitación de sílice formando cemento de cuarzo, la concentración de ácido ortosilícico disminuirá promoviendo la generación de caolinita y muy probablemente incrementando la proporción de agua en la solución poral.

Lo dicho parece ser consistente con las observaciones petrográficas que sugieren una estrecha relación entre la formación de cementos de caolinita y de sílice (especialmente microcuarzo y crecimientos secundarios) durante la eodiagénesis (Limarino et al., 2017, 2020). Por otro lado, no es la precipitación de cuarzo el único mecanismo, ya que la formación de otras arcillas autigénicas como cloritas o esmectitas también consumen H_4SiO_4. En lo que respecta a los cationes, el Na^+ y K^+ pueden permanecer en solución o reacomodarse dentro de la estructura de otros minerales de arcilla y en el caso del Ca^{2+} precipitar como cemento de carbonato.

Origen 1: Por transformación de feldespatos (ejemplo albita): $2Na/Ca(AlSi_3)O_8+2H^++9H_2O$ ---------- $Al_2Si_2O_5(OH)_4+2Na^+/Ca^{2+}+4H_4SiO_4$
Origen 2: Por precipitación directa de soluciones enriquecidas en Al y Si $2Al(OH)_3+2H_4SiO_4$ ---------- $Al_2Si_2O_5(OH)_4+5H_2O$
Origen 3: Por transformación de minerales micáceos (muscovita) $2K(Mg_2Fe)(AlSi_3)O_{10}+(OH)_2+10H^++0{,}5O_2+7H_2O$ -------- $Al_2Si_2O_5(OH)_4+2K^++4Mg^{2+}+2Fe(OH)_{3+}+4H_4SiO_4$
Origen 4: A partir de la serie caolinita-esmectita
Origen 5: A partir de la gibbsita

Figura 12.12. Síntesis de las fuentes y mecanismos más comunes para la formación de cementos y reemplazos de caolinita en el ambiente diagenético o por intemperismo de rocas.

Por el contrario, si la concentración de ácido ortosilícico aumenta, la reacción y consecuentemente la formación de caolinita se ralentiza o detiene (Fig. 12.12). Otros factores como la temperatura y el pH son también importantes, ya que la disolución y transformación de los feldespatos en caolinita aumenta con la temperatura y un pH ácido, este último a menudo resultante de la transformación de la materia orgánica durante la diagénesis (Surdan et al., 1989; Yang et al., 2015).

Desde el punto de vista petrográfico, y en términos generales, existen dos tipos de fábricas de caolinitas autigénicas que pueden ser observadas en secciones delgadas. Por un lado, la aquí denominada precipitación "*in situ*" donde la caolinita se encuentra dentro o rodeando a los cristales de feldespato, en este caso existe una innegable relación entre la disolución de feldespato y la generación de caolinita (Giles, 1987; Stoessell y Pittman, 1990; Lanson et al., 2002; Limarino et al., 2017).

Un segundo tipo de fábrica corresponde a parches de caolinita no vinculados espacialmente a granos de feldespato, e incluso en ocasiones en areniscas que no muestran aluminosilicatos significativamente alterados, o bien en areniscas líticas con baja

proporción de feldespatos. En esta situación, la generación de caolinita requiere otra explicación.

Milliken (2003) demostró como en algunas areniscas no existe correspondencia en los cálculos de balance de masa entre la proporción de clastos de feldespatos y la cantidad de caolinita autigénica, por lo que es necesario asumir que el Al^{3+} habría sido importado por advección desde estratos adyacentes (Lanson et al., 2002; Milliken, 2003). En esta línea de pensamiento resulta crítico el analizar la fuente del Al^{3+} y también del ácido ortosilícico que son necesarios para la precipitación de caolinita. Una posibilidad es adjudicar la fuente del Al^{3+} a la alteración de feldespatos en estratos adyacentes y el posterior transporte por aguas meteóricas ácidas del aluminio (Lanson et al., 2002). Esta explicación, aunque posible en algunos casos, tiene como inconveniente la baja solubilidad del Al^{3+} a pH diagenéticos.

Otra posibilidad, especialmente aplicable a areniscas conteniendo abundantes clastos de origen piroclástico, es que la caolinita provenga de la precipitación directa de soluciones porales enriquecidas en Al^{3+} y en H_4SiO_4 debido a la transformación del vidrio volcánico (Fig. 2.12). Limarino et al. (2017, 2020) sugirieron que, al menos parte de la caolinita autigénica por ellos estudiada haya sido la resultante de la disolución de material piroclástico y no necesariamente del feldespato, en forma similar a lo que ocurre con la caolinita en niveles de tonsteins (Lyons et al., 1992; Bohor y Triplehorn, 1993).

En síntesis, tanto la disolución del feldespato como de vidrio volcánico son potenciales fuentes de Al^{3+} y H_4SiO_4 para la precipitación de caolinita, pero en aquellos casos en los que se suponen mecanismos de advección es necesario un flujo de aguas meteóricas suficientemente grande como para mantener el transporte de Al^{3+} y H_4SiO_4.

En lo que respecta a la formación de cemento de caolinita a expensas de muscovita, biotita (u otros minerales micáceos, Fig. 12.12), se produce a favor de soluciones porales ácidas probablemente durante la diagénesis temprana, o al menos a profundidades de soterramiento que no han reducido significativamente la porosidad (Morad, 1990, Macaulay et al., 1993; Lanson et al., 2002). Una situación alternativa fue sugerida por Arostegui et al. (2001) quienes señalaron que la formación de caolinita a expensas de micas podría también tener lugar durante la telodiagénesis.

La caolinita derivada de minerales micáceos puede disponerse formando tres texturas principales. Inicialmente como pequeños agregados a lo largo de los planos de clivaje de los cristales de mica. Una segunda textura corresponde a aquellos casos en los que la cantidad de caolinita aumenta, deformando la mica y produciendo la separación y proyección de los flecos micáceos hacia el interior de los poros, desarrollando texturas en abanico (*fanned-out textures*, Arostegui et al., 2001). Finalmente, una tercera textura, menos frecuente, es el reemplazo masivo de las micas por parches de caolinita que cubren gran parte de la muscovita o de la biotita original.

La evolución de los interestratificados de caolinita-esmectita en suelos como fuente de caolinita ha sido tratada y demostrada por varios autores (Fig. 12.12; de Pablo-Galán et al., 2001; Ryan y Huertas, 2009; Ryan et al., 2016). Sin embargo, es llamativo que la formación de caolinita autigénica a partir de interestratificados de caolinita-esmectita durante el soterramiento somero no haya sido analizada con la misma profundidad en estudios diagenéticos de secuencias continentales. Corrientemente, se asume que los interestratificados de caolinita-esmectita evolucionan con el sepultamiento a interestratificados illita-esmectita o directamente a illita según las condiciones

diagenéticas (de Pablo-Galán et al., 2001). Sin embargo, no debería descartarse la transformación de interestratificados edáficos de caolinita-esmectita a cemento de caolinita durante la diagénesis temprana, especialmente en aquellas en las que la cantidad de clastos y matriz de origen volcánico es significativa (Fig. 12.12).

En suelos con abundante material piroclástico es frecuente la formación de interestratificados de caolinita-esmectita (Hughes et al., 1994; Dudek et al., 2006; Ryan et al., 2016), los que podrían evolucionar durante la diagénesis temprana a caolinita. De acuerdo con McKinley et al. (2003) existe suficiente evidencia que muestra la transformación de interestratificados de caolinita-esmectita en caolinita, pero de acuerdo con este autor su importancia en areniscas parece limitada (McKinley et al., 2003; Dudek et al., 2006).

Finalmente, existe la posibilidad de que la caolinita pueda ser, en algunos casos, derivada de la transformación diagenética de la gibbsita interactuando con soluciones porales saturadas en ácido ortosilícico (Fig. 12.12; Curtis y Spears, 1971; Bjørlykke y Jahren, 2015). Sin embargo, la formación de caolinita a expensas de gibbsita no parece ser frecuente por varios motivos. Primeramente, la proporción de gibbsita en las rocas sedimentarias es en general muy baja y, por lo tanto, aun admitiendo el aporte de significativas proporciones de ácido ortosilícico y de condiciones de pH y Eh apropiadas, la cantidad de caolinita sería limitada. Por otro lado, es más frecuente el camino opuesto, es decir, la formación de gibbsita bajo climas extremadamente húmedas por hidrólisis de feldespatos y la posterior remoción de sílice de la caolinita o la halloysita.

EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LA CAOLINITA Y SUS POLIMORFOS

Durante la diagénesis y al aumentar la profundidad de sepultamiento se produce un progresivo aumento en la proporción de los cristales de caolinita blocosa en detrimento de la caolinita vermicular (Fig. 12.13). Este hecho ha sido interpretado por diferentes autores como consecuencia de la disolución de los cristales de caolinita más pequeños (principalmente los del tipo vermiforme), los que resultan más inestables al aumentar la temperatura diagenética. El material disuelto es reprecipitado sobre cristales blocosos de caolinita, incrementando no sólo su tamaño sino también su cristalinidad (Beaufort et al., 1998). En muchos reservorios, la disolución de la caolinita vermiforme incrementa la microporosidad de las areniscas, sin embargo, esto a menudo no se traduce en un aumento de la permeabilidad debido al reducido diámetro y alta superficie específica de los poros (Limarino et al., 2020, véase Capítulos 10 y 16).

La caolinita tiene tres polimorfos: dickita, nacrita y halloysita, siendo la nacrita y la halloysita mucho menos frecuente que la dickita. Mientras que la caolinita es triclínica con celda unitaria de 7 Ă, la dickita es monoclínica con espaciado de 14 Ă (Scasso y Limarino, 1997; Worden y Morad, 2003). La halloysita es también monoclínica, pero en este caso los espaciados de la celda unidad varían entre 7 Ă (la variedad no hidratada, $Al_2Si_2O_5(OH)_4$) y 14 Ă (variedad hidratada, $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2(H_2O)$).

La distinción entre la caolinita y sus polimorfos necesita de estudios de difracción de rayos X y raramente puede ser establecida mediante el uso del microscopio petrográfico

o el MEB, en este último caso es a menudo posible observar mayor euhedralidad de los cristales de dickita en comparación a la caolinita (Beaufort et al., 1998; Worden y Morad, 2003). Ocasionalmente, técnicas complementarias como microespectroscopía infrarroja sobre secciones delgadas para el "mapeo" de cristales de caolinita y dickita han sido aplicadas (Robin et al., 2013).

La precipitación de cemento de caolinita parece producirse a menor temperatura que la dickita y la nacrita, lo que ha llevado a postular que la caolinita no es estable a temperaturas diagenéticas superiores a los 90 ºC y profundidades superiores a los 2000 y 3000 m (asumiendo un gradiente térmico normal). Superado los umbrales mencionados, la caolinita es reemplazada por dickita (Ehrenberg, 1993; Beaufort et al., 1998; Worden y Morad, 2003).

Sin embargo, la transformación de caolinita en dickita, y eventualmente nacrita (el polimorfo de mayor temperatura) no siempre indica la profundidad y temperatura de sepultamiento ya que existen numerosos ejemplos donde la caolinita persiste a profundidades mayores a los 3000 m (Worden y Morad, 2003; Buatier et al., 2000). Esto se debe a que la transformación de caolinita en dickita, y eventualmente nacrita, no sólo depende de la profundidad, sino también del sistema roca-fluido poral. Parámetros tales como la porosidad, permeabilidad, tipo de fluido poral, fábrica clástica e incluso la acidez del agua de formación podrían regular la transformación (Worden y Morad, 2003; Lanson et al., 2002). Además, parece no haber una temperatura específica de deshidroxilación para cada polimorfo, la que en realidad parece reflejar el tamaño de las partículas y la cristalinidad independientemente del polimorfo (Cuadros et al., 2014).

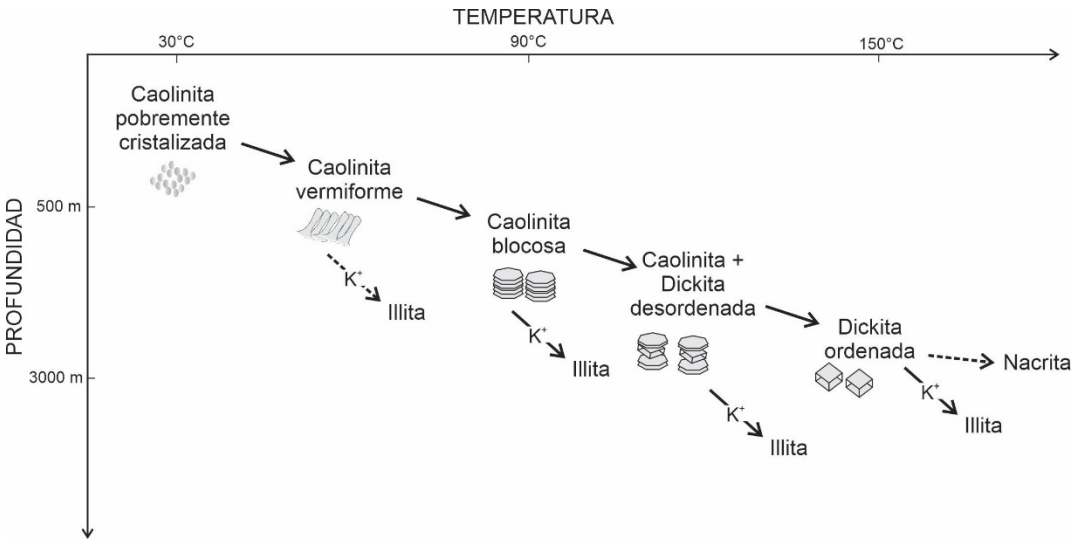


Figura 12.13. Transformación de los polimorfos de la caolinita al aumentar la profundidad de soterramiento y la temperatura diagenética. Téngase en cuenta que los cambios no son abruptos sino transicionales por lo que formas ordenadas de caolinita pueden coexistir con desordenadas de dickita. Además, la illitización de la caolinita puede ocurrir en varias etapas de la diagénesis, sobre todo a partir de los 1000 m de profundidad. Las profundidades y temperaturas señaladas son sólo aproximadas y como es indicado en el texto pueden variar según las condiciones del sistema roca-fluidos.

Más allá de las variables que controlan el pasaje de caolinita a dickita, es un hecho que la relación dickita/caolinita, como así también la cristalinidad de la caolinita, aumenta

con la profundidad en un gran número de perforaciones (Ehrenberg et al., 1993; Cuadros et al., 2014). Sin embargo, es frecuente que haya un remanente de caolinita, aún a profundidades en las que la dickita debería ser excluyente. Cuadros et al. (2014) señalaron que cuando el 90-95% de caolinita se ha transformado en dickita, la reacción se podría detener debido a que los cristales de caolinita residuales alcanzan gran tamaño y estabilidad, por lo que la transformación en el politipo cesa o se ralentiza cinéticamente. Lo dicho podría explicar la presencia de caolinita aún a profundidades en la que resulta inestable.

Beaufort et al. (1998), sobre la base de estudios petrográficos y de rayos X, presentaron un modelo esquemático para la conversión de caolinita en dickita. De acuerdo con estos autores la transformación de caolinita en dickita comenzaría alrededor de los 2500 m; a mayor profundidad (cercana a los 3500 metros) gran parte de la caolinita desaparecería y agregados desordenados y ordenados de cristales de dickita coexistirían (Fig. 12.13). Finalmente, a profundidades cercanas a los 5000 metros dominarían ampliamente los agregados ordenados de dickita. Las profundidades señaladas en los párrafos anteriores son sólo indicativas ya que, como se ha dicho, la profundidad de soterramiento no es el único factor que condiciona la transformación de caolinita en dickita.

La halloysita, otro polimorfo de la caolinita, es un cemento poco común en areniscas, aunque sí resulta un mineral frecuente durante procesos de meteorización, en especial por hidrólisis de los feldespatos y la transformación del vidrio volcánico (Busenberg, 1978; Banfield y Eggleton, 1990; Moon et al., 2015; Cravero y Churchman, 2016). La halloysita como cemento en areniscas ha sido descripto por Górniak (1997), Net (1999), Li y Jiang (2014), Mode et al. (2016), entre otros. Al microscopio la halloysita se presenta con distintas morfologías, desde agregados tabulares, racimosos e incluso en algunos casos tubiformes (Górniak, 1997; Net, 1999).

GRUPO DE LA SERPENTINA

A diferencia de la caolinita que presenta arreglo dioctaédrico la serpentina es trioctaédrica con una fórmula general $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, en la que el Mg es a menudo sustituido por Fe^{2+} dando origen a la berthierina [$Fe2^{2+}Al(Si,Al)_2O_5(OH)_4$], el cemento más importante de este grupo (Scasso y Limarino, 1997; Worden and Morad, 2003, Virolle et al., 2022).

La berthierina es un cemento composicionalmente similar a la clorita, pero difiere de ella en su estructura cristalina y en que resulta una arcilla trioctaédrica de 7 Ă. La berthierina ha sido, a menudo, descripta como un cemento eodiagenético, frecuentemente de cobertura de clastos (*coatings*), formado por pequeños cristales (hasta 8 micrones) dispuestos tangencialmente o perpendiculares a la superficie de los granos (Hornibrook y Longstaffe, 1996; Virolle et al., 2022). La berthierina también aparece en *coatings* asociada a crecimiento secundario de cuarzo de baja temperatura, en estos casos a menudo forma coberturas discontinuas sobre los clastos de cuarzo (Virolle et al., 2022). En otras situaciones la berthierina se dispone como *coatings* con ankerita sugiriendo la competencia por el Fe^{2+} entre ambos minerales.

La berthierina puede también aparecer como cemento de relleno de poros formado por agregados de diminutos cristales entre los cuales suele desarrollarse abundante micro y criptoporosidad. Al microscopio electrónico la berthierina suele mostrar texturas en panal de abeja ("*honeycomb texture*").

Microfotografías de cementos de berthierina en secciones delgadas de areniscas e imágenes MEB fueron presentadas por Stokkendal et al. (2009) y Virolle et al. (2022).

EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LA BERTHIERINA

La berthierina ha sido descripta como formada en suelos o durante la eodiagénesis y en ambos casos bajo condiciones reductoras. Huggett et al. (2018) reportaron formación de berthierina asociada a siderita en ambiente de lagoon durante períodos de desecación-expansión como reemplazo de pellets fecales. En algunos casos también han sido descriptos pellets, ooides o granos de caolinita formados en suelos o superficies expuestas como fuente para la formación de berthierina (Taylor, 1990). La berthierina asociada a chamosita es vinculada a suelos lateríticos (Toth y Fritz, 1997) y a niveles ferruginosos (Young, 1989).

En la mayoría de los casos, la berthierina se describe como un cemento eodiagenético, mayormente desarrollado en ambientes reductores, formando coberturas sobre clastos u otros minerales autigénicos (incluyendo ooides y arcillas ricas en Fe^{2+} y Al). Virolle et al. (2022) discutieron la formación de berthierina a partir de ooides, caolinita, hidróxidos de aluminio y arcillas detríticas con abundante Fe.

En los últimos años, la importancia de la berthierina y de otros minerales correspondientes al grupo de las arcillas verdes (por ejemplo, la odinita), ha sido destacada como precursores en la formación de clorita durante la diagénesis (Aagaard et al., 2000; Worden et al., 2020). La información con la que se cuenta al presente sugiere que el cemento de berthierina se desarrolla en condiciones eodiagenéticas, aunque su presencia a profundidades de sepultamiento de 900 m también ha sido reportada (Virolle et al., 2022). Aparentemente, con el aumento en profundidad, la berthierina se transforma en clorita (Worden y Morad, 2003; Beaufort et al., 2015; Virolle et al., 2022). Algunos autores señalan que la transformación de berthierina en clorita es favorecida en ambientes reductores y con altas proporciones de Fe^{2+} (Worden y Morad, 2003; Worden et al., 2020).

CEMENTOS ARCILLOSOS CON ESTRUCTURA T-O-T

GRUPO DE LAS ESMECTITAS

Este grupo de cementos arcillosos se caracteriza por estar estructuralmente formado por una capa octaédrica intercalada entre dos capas tetraédricas, presentan carga de capa débil (inferior a 0,6), resultando minerales altamente expandibles con Na, K y Ca como principales cationes de intercapa, junto a una gran cantidad de agua en su estructura. Los cementos y reemplazos pueden ser divididos en esmectitas dioctaédricas y trioctaédricas. Entre las primeras aparecen los cementos más comunes como: montmorillonita, beidellita

y nontrolita; siendo las esmectitas trioctaédricas (stevensita, hectorita y saponita) menos frecuentes como cementos. La distinción entre los distintos tipos de esmectitas, tanto di como trioctaédricas, necesita de estudios de difracción de rayos X y en ocasiones espectroscopía infrarroja (Robin et al., 2015).

Si bien las esmectitas pueden aparecer como cementos en cualquier tipo de arenisca son muy frecuentes en litoarenitas con alto porcentaje de clastos de piroclastitas, ignimbritas, tobas o volcanitas (Limarino et al.; 2017; McKinley et al., 2003). Además, la experiencia demuestra que muchas litoarenitas feldespáticas con abundantes clastos vítreos y plagioclasa en mayor porcentaje que feldespato potásico, muestran frecuentemente cemento de esmectita.

Entre las arcillas dioctaédricas es probablemente la montmorillonita el cemento más frecuente. Su fórmula es $(Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2nH_2O$ y su sistema cristalino monoclínico. La beidellita $[(Na,Ca_{0.5})_{0.3}Al_2((Si,Al)_4O_{10})(OH)_2nH_2O]$, también monoclínica, presenta composición muy similar a la montmorillonita, pero difiere en la falta o mucho menor proporción de Mg. En algunos casos, la montmorillonita forma interestratificados con beidelita (Robin et al., 2015) y de hecho es muy probable que este tipo de interestratificados sea el más común dentro de las esmectitas dioctaédricas.

El cemento de esmectita se presenta con diferentes texturas, comúnmente resulta un cemento de cobertura de clastos, con frecuencia formando interestratificados de clorita-esmectita e illita-esmectita (Fig. 12.14). En otros casos se dispone como cemento intergranular rellenando poros como interestratificados de caolinita-esmectita, especialmente durante la eodiagénesis (Fig. 12.14 D). Por otro lado, la esmectita junto con la clorita son reemplazos habituales de clastos volcánicos, especialmente piroclásticos o de la mesostasis de volcanitas ácidas (Ryu, y Niem, 1999; McKinley et al., 2003; Limarino et al., 2017, 2020).

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LAS ESMECTITAS

La formación de esmectitas es frecuente en suelos en áreas tropicales y durante la eodiagénesis temprana por alteración de tobas, ignimbritas y volcanitas ácidas, en muchos casos, asociados a la formación de zeolitas y cristobalita (Haldar, 2020). Durante las primeras etapas del sepultamiento, los clastos inestables liberan entre otros elementos Al^{3+} que junto con la sílice forman las esmectitas, probablemente al mismo tiempo que caolinita. Como consecuencia del aumento de la temperatura durante el sepultamiento, las esmectitas, tanto como cemento o como matriz detrítica, pierden progresivamente moléculas de agua y se transforman en minerales de arcillas más estables a las nuevas condiciones de presión y temperatura.

En un sentido general, podemos decir que la transformación de esmectitas al aumentar el grado diagenético sigue tres caminos principales (McKinley et al., 2003): 1. Transformación de esmectita en illita (Lindgreen, 1991; Velde, 1995, Niu y Ishida, 2000, Al-Ramadan, 2014), 2. Transformación de esmectita en clorita y 3. Transformación de esmectita en caolinita.

Enlaces a imágenes 3.2: Ejemplos de cementos de esmectita y clorita-esmectita

Worden, y Morad (2003): ISBN 978-1-405-10587-3 Imágenes petrográficas y de MEB (Fig. 3).
Helmold y van de Kamp (1984): En AAPG Memoir 37, varias imágenes MEB de clorita y esmectita.
Ulmer-Scholle et al. (2014): Varias imágenes MEB de clorita, esmectita y otros tipos de arcillas frecuentes como cementos.
Limarino et al. (2020): https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.09.024, imágenes petrográficas y de MEB ilustrando cemento de esmectita y otros tipos de arcilla y su relación con el microcuarzo.

La transformación de esmectita en illita implica un cambio en la estructura de la arcilla, ya que se pasa de un diseño 2:1 sin una lámina octaédrica intercalada entre láminas tetraédricas (esmectita), a un diseño 2:1 pero con una lámina octaédrica intercalada entre dos láminas tetraédrica y K^+ como catión de intercapa. Además, la transformación de esmectita en illita implica la eliminación de varios cationes, como por ejemplo Na^+ y Ca^{2+}, sumada a la pérdida del agua en la intercapa.

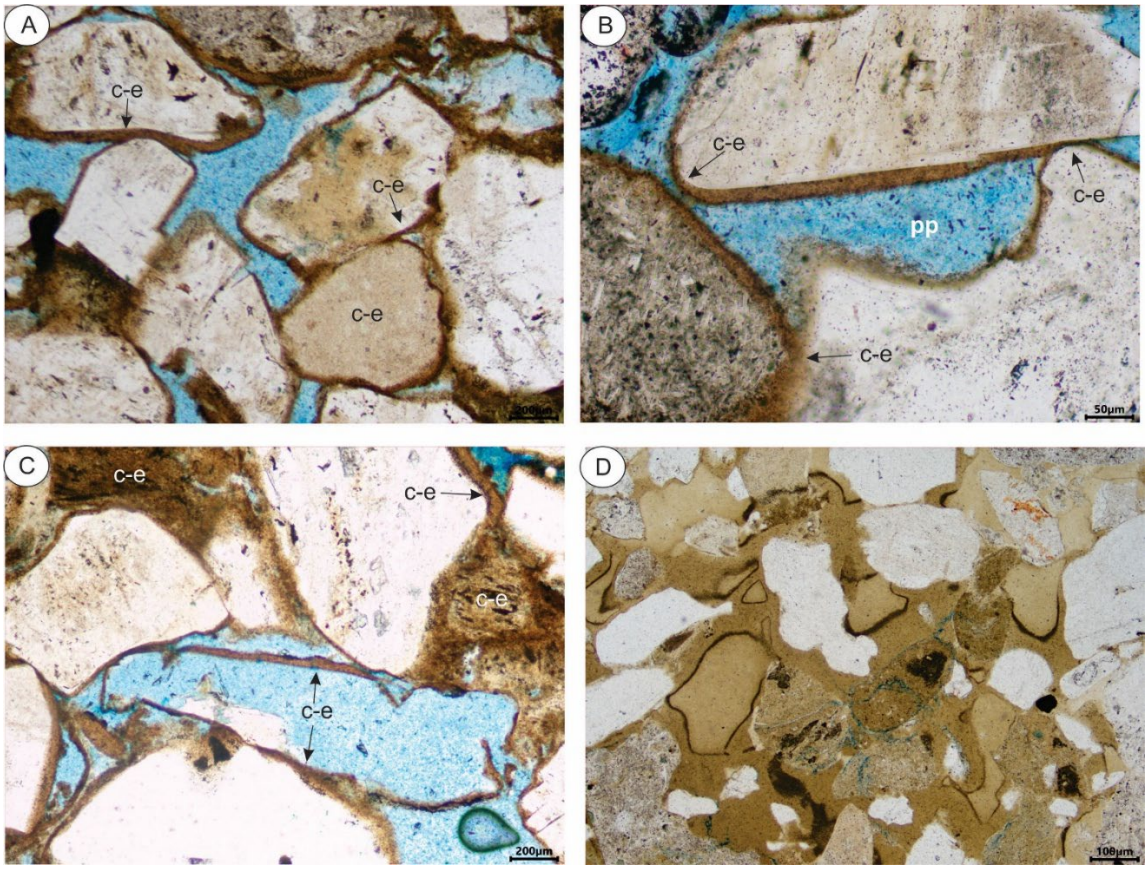


Figura 12.14. Ejemplos de cementos de esmectita: A. Cobertura de clastos por un cemento esmectítico que probablemente corresponda a un interestratificado clorita-esmectita (c-e); B. Cemento de clorita-esmectita dispuesto como *rims* (c-e) que favorecen la preservación de la porosidad primaria (pp) durante la compactación; C. Similar situación que la imagen anterior, obsérvese que a pesar de que el clasto de feldespato ha sido casi totalmente disuelto, generando porosidad secundaria intragranular, el *rim* esmectítico se preserva. C-D. Dos tipos de cementos arcillosos, los *rims* probablemente corresponden a un cemento esmectítico, mientras que el cemento de oclusión, sobre la base de análisis de rayos X, corresponde a esmectita y caolinita.

El cambio de esmectita a illita no se produce abruptamente ya que se forman como productos intermedios interestratificados de illita-esmectita, los que evolucionan desde desordenados a ordenados al aumentar el sepultamiento. La transformación completa de esmectita a illita puede sintetizarse como:

Esmectita + Al^{3+} + K^{+} ⇒ illita + Si^{4+} + Na^{+} + Ca^{2+}+ H_2O

Para que la esmectita comience a transformarse en illita tres condiciones de la química de los fluidos porales deberían cumplirse simultáneamente o cuasi simultáneamente. En primer lugar, es necesaria la presencia de K^{+} que reemplace progresivamente a los cationes de intercapa durante la evolución de los interestratificados hasta la illita bien cristalizada. Un segundo requisito es la sustitución de Al por Si en la lámina tetraédrica, y la tercera condición es la sustitución de Fe^{2+} y Mg^{2+} por Al^{3+} en la lámina octaédrica (De Segonzac, 1970; McKinley et al., 2003). En el caso del aporte de Al^{3+} para formar illita dos interpretaciones pueden ser admitidas. Por un lado, una visión no conservativa para el Al^{3+} en la que existe un aporte externo de Al^{3+} que se podría sintetizar en la reacción (Hower et al., 1976; Boles y Franks, 1979; McKinley et al., 2003):

$0.45H^{+}$ + $0.45K^{+}$ + $0.4Al_2O_3$ + $K_{0.1}Na_{0.1}Ca_{0.2}Mg_{0.4}Fe_{0.4}Al_{1.4}Si_{3.8}O_{10}(OH)_2$ · H2O (esmectita dioctaédrica) -------- $K_{0.55}Mg_{0.2}Fe_{0.15}Al_{2.2}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$ (illita) + $0.1Na^{+}$ + $0.2Ca^{2+}$ + $0.2Mg^{2+}$ + $0.125Fe_2O_3$ + $0.3SiO_2$ + $1.225H_2O$

Otra posibilidad es conservativa para el Al^{3+} (Boles y Franks, 1979; McKinley et al., 2003) según la reacción:

$1.242H^{+}$ + $0.393K^{+}$ + $1.57K_{0.1}Na_{0.1}Ca_{0.2}Mg_{0.4}Fe_{0.4}Al_{1.4}Si_{3.8}O_{10}(OH)_2.H_2O$ (esmectita dioctaédrica) -------- $K_{0.55}Mg_{0.2}Fe_{0.15}Al_{2.2}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$ (illita) + $0.157Na^{+}$ + 0.314Ca2+ + $0.428Mg^{2+}$ + $0.239Fe_2O_3$ + $2.466SiO_2$ + $2.761H_2O$

Si bien ambos mecanismos son posibles y se liberan los mismos cationes como resultado de la formación de la illita, las condiciones para que las reacciones procedan son diferentes. En el caso del modelo conservativo, no es necesario el aporte de Al^{3+} al sistema, pero las condiciones de acidez deben ser mucho más severas que en el modelo no conservativo, además las proporciones de illita formada a expensas de la esmectita son diferentes en uno y otro caso.

Durante la formación de la illita, e incluso de los interestratificados de illita-esmectita, la liberación de cationes de intercapa conduce a un aumento en la concentración de Na, Ca, Mg y Fe y en un incremento de Si^{4+}, probablemente como ácido ortosilícico en las soluciones porales. La mayor parte de los cationes pueden ser fácilmente incorporados en la precipitación de otros cementos arcillosos (por ejemplo, clorita) o no arcillosos (carbonato, siderita, hematita, etc). Sin embargo, un punto crítico puede resultar la concentración de Si^{4+} en la solución poral, pues alcanzada su saturación la transformación de esmectita en illita podría detenerse. En este sentido, el ácido ortosilícico podría precipitar cuarzo o, al avanzar la diagénesis, promover la formación de otros minerales como por ejemplo zeolitas.

La profundidad y temperatura a la que comienza la transformación de esmectita en illita varía en función de la naturaleza del fluido poral, los cationes incluidos en la esmectita y, especialmente, la disponibilidad de Al^{3+} y K^{+} en los diferentes estados diagenéticos. Con todo, si las condiciones son apropiadas, es muy probable que la esmectita comience a formar interestratificados con la illita durante la diagénesis más temprana y que este proceso continúe durante la mayor parte de la eodiagénesis. Algunos autores han señalado que de mediar suficiente K^{+} la transformación de la esmectita en illita ocurre principalmente en temperaturas diagenéticas comprendidas entre 50ºC y 90º C (Worden y Morad, 2003).

Otra aproximación al rango de temperatura de formación de illita a expensas de esmectita fue sugerida por Boles y Franks (1979) quienes reportaron en perforaciones la desaparición de esmectita a temperaturas superiores a los 70º C.

La variación en las proporciones de esmectita e illita en interestratificados al aumentar el sepultamiento fueron estudiadas por Dypvik (1983). De acuerdo con este autor, en el rango comprendido entre 45-65 ºC los interestratificados I-S contenían más de 30% de láminas de illita. Al aumentar las temperaturas, entre 60-75 ºC, la illita se incrementa y forma más del 50% de las láminas. Finalmente, a temperaturas mayores a 80-100 ºC la illita forma más del 70% de los interestratificados.

Los valores arriba señalados no deben ser utilizados como un geotermómetro de uso general, ya que la facilidad de conversión de esmectita en illita depende de varios factores, los que incluyen, por ejemplo, la composición de la esmectita, la disponibilidad a lo largo del tiempo de K^{+}, el tiempo de residencia a una determinada profundidad, e incluso el tamaño de grano de la roca estudiada. En este sentido, la estabilidad estructural de la esmectita varía según su composición, las esmectitas con mayor relación (Fe + Mg)/Al aparentemente son mucho menos reactivas a la transformación en illita (Hower et al., 1976; Boles y Franks, 1979).

En lo que respecta al tiempo de residencia, el pasaje de esmectita a illita parece ocurrir a temperaturas más bajas cuando el tiempo de residencia a una determinada profundidad se hace más prolongado (Ramseyer y Boles, 1986; Al-Ramadan, 2014).

El tamaño de grano de la roca también parece ejercer un control en la illitización de las esmectitas, ya que aparentemente la transformación ocurre más fácilmente a medida que disminuye el tamaño de grano. Por otro lado, Niu e Ishida (2000) mostraron como en secuencias de pelitas y areniscas interestratificadas, la illitización de la esmectita se produce más rápidamente y a temperaturas menores que en sucesiones puramente arenosas.

En lo que respecta a la transformación de esmectita en clorita requiere una modificación sustancial, ya que la estructura 2:1 sin lámina octaédrica de la esmectita debe pasar a un diseño 2:1:1 con una lámina octaédrica intercalada entre dos láminas tetraédrica de la clorita. Por otro lado, el grupo de las cloritas incluye al menos dos diferentes politipos cuyo origen a partir de la esmectita deben ser considerados por separado. Mayores detalles de la transformación de esmectita en clorita serán dados más adelante.

Finalmente, en lo que respecta a la transformación de esmectita en caolinita, ha merecido menos atención que el pasaje de esmectita a illita o a clorita, probablemente debido a que la transformación esmectita-caolinita ocurre en suelos y en condiciones eodiagenéticas muy tempranas. La presencia de esmectitas e interestratificados esmectita-

caolinita en suelos tropicales o subtropicales ha sido reportada por Delvaux et al. (1990), Dudek et al. (2006), Cuadros et al. (2009), Hong et al. (2012), entre otros. La presencia de interestratificados esmectita-caolinita como cemento en areniscas ha sido escasamente reportada, probablemente porque durante la eodiagénesis la mayor parte de los interestratificados se transforman en caolinita o eventualmente en interestratificados de illita-esmectita.

En los últimos años, la presencia y el significado diagenético de los interestratificados esmectita-caolinita ha cobrado mayor interés (de Pablo-Galán et al., 2001; Cuadros et al., 2009; Ryan y Huertas, 2013). En particular, Ryan y Huertas (2013) examinaron en el laboratorio la transformación de esmectita en caolinita, los resultados obtenidos muestran que la esmectita edáfica forma interestratificados con la caolinita y que, al aumentar el grado diagenético, se transforma en Fe-caolinitas. Es probable que durante la eodiagenésis temprana el Al^{3+} reemplace totalmente al Fe^{3+} formándose caolinitas de mayor grado de cristalinidad.

GRUPO DE LAS MICAS

Este grupo se caracteriza por su estructura TOT e incluye una gran variedad de minerales, de los cuales resultan de interés en el caso de los cementos de areniscas la illita, glauconita y sericita.

La illita se caracteriza por su estructura 2:1 donde la lámina octaédrica aparece intercalada entre dos tetraédrica con una carga de capa = -1, la que resulta del reemplazo de Al^{3+} y Si^{4+} en las láminas tetraédricas y de iones mono o divalentes por Al^{3+} en las láminas octaédricas (Fig. 12.15; Bailey, 1980, 1984; Worden y Morad, 2003). Es un mineral monoclínico que recuerda en su fórmula a la caolinita, de la cual como se verá más adelante a menudo proviene durante la mesodiagénesis, incorporando al K^+ dentro de su estructura $K_{0.65}Al_2[Al_{0.65}Si_{3.35}O_{10}](OH)_2$.

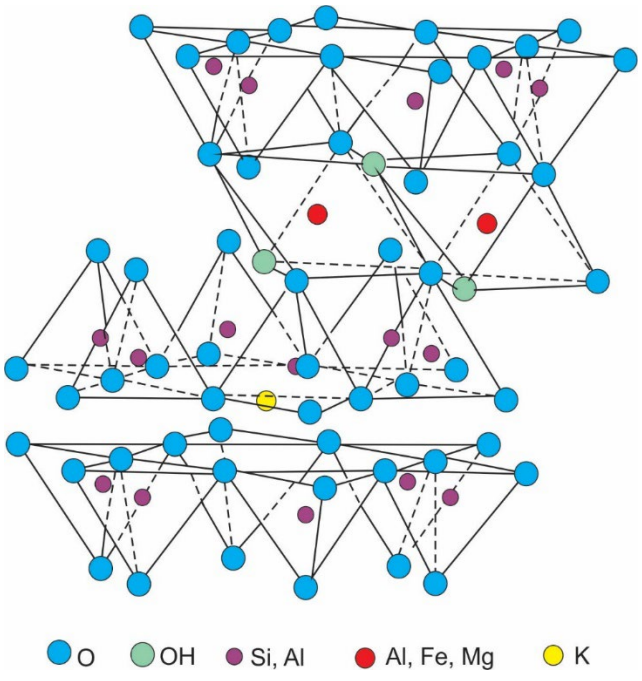


Figura 12.15. Estructura de la illita formada por una lámina octaédrica intercalada entre dos tetraédrica. En la figura se muestra sólo la relación entre la capa octaédrica y una de las tetraédricas, nótese que la carga de capa es igual a -1 lo que es compensado por K^+.

La illita es de origen detrítico o se forma durante la mesodiagénesis a expensas de otros minerales, principalmente caolinita o esmectita. Es frecuente su presencia revistiendo granos formando *coatings* o *rims*, menos comúnmente rellenando poros como un cemento microcristalino de baja a moderada birrefringencia. Observado al microscopio electrónico tiende a desarrollar diferentes tipos texturales (Fig. 12.16). Por un lado, pequeñas fibras de illita dentro de feldespatos, en ocasiones, limitadas a los planos de clivaje, esto último cuando el grado de alteración del feldespato es bajo. En otros casos los filamentos de illita pueden reemplazar masivamente tanto a la ortosa como a la plagioclasa.

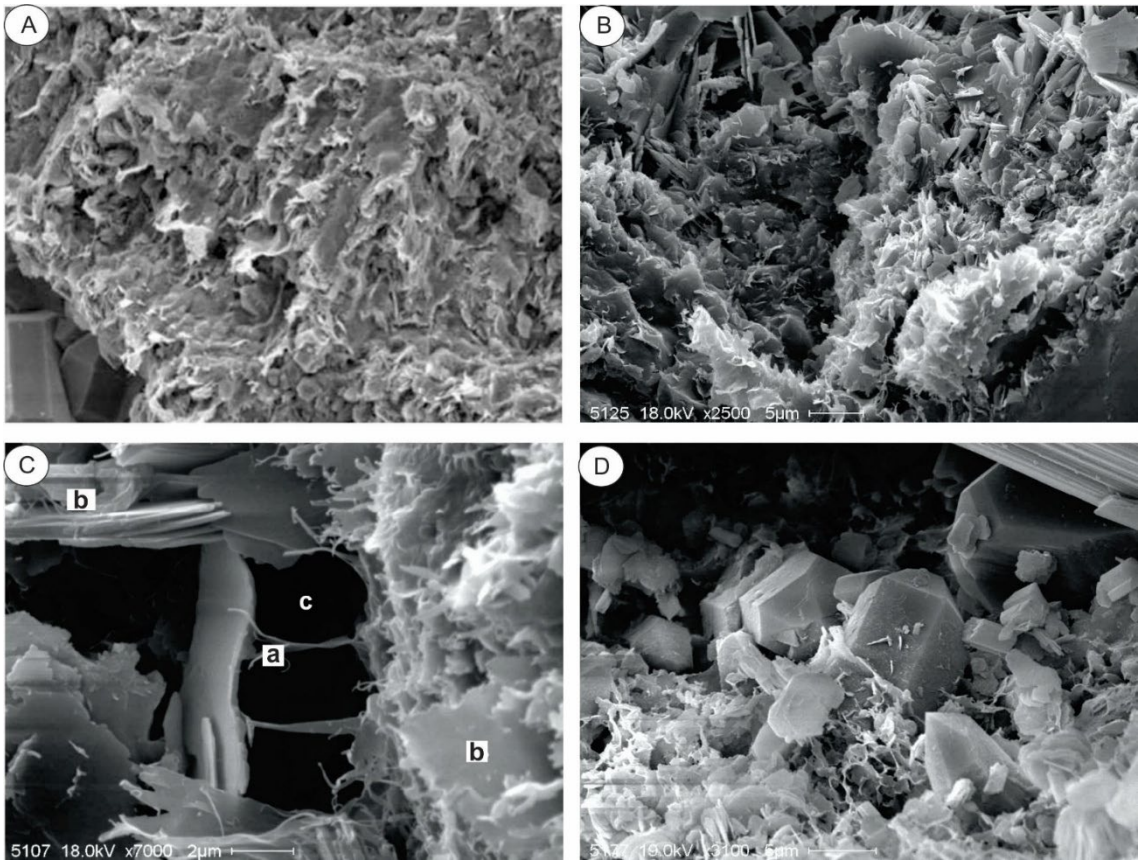


Figura 12.16. Imágenes de microscopio electrónico de cementos de illita y esmectita: A y B. Cemento de oclusión de illita-esmectita, nótese la disposición de la arcilla en cristales delgados de bordes irregulares sobre los cuales se disponen poco desarrollados individuos filamentosos de illita (la determinación tanto del interestratificado de illita-esmectita como de la illita se realiza mediante difracción de rayos X); C. Dos tipos de cristales de illita, delgados filamentos (a) que se proyectan hacia el interior del espacio poral (c) e illita formando láminas de bordes irregulares (b); D. Cemento de illita-esmectita tipo *rim* asociado a microcuarzo dispuesto sobre la superficie de un clasto.

Un segundo tipo textural corresponde a agregados entrecruzados en panal de abeja ("*honeycomb texture"*) o en otros casos a arreglos más irregulares dando lugar a texturas reticulares ("*boxwok texture"*). Los delgados cristales de illita en forma de filamentos se combinan con las texturas en panal de abeja y reticulares arriba mencionadas, o bien se apoyan sobre la superficie de los clastos proyectándose hacia el interior del espacio poral generando una textura en forma de cresta de gallo (*"cockscomb texture",* Fig. 12.16).

Cuando las fibras de illita se extienden entre dos clastos suelen formar "puentes de illita" ("*illite bridges*"), en esta situación el grado de sujeción de la arcilla es a menudo bajo favoreciendo su migración durante la producción en reservorios, un factor altamente negativo para la permeabilidad (Fig. 12.16, véase Capítulo 16). Observaciones a gran aumento utilizando microscopio electrónico de trasmisión permiten notar que a menudo la illita también se presenta en forma de escamas y láminas cruzadas unas a otras (Lemon y Cubitt, 2003, Fig. 12.17).

Enlaces a imágenes 3.2: Ejemplos de cementos para illita y clorita
Akhir et al. (2015): DOI: 10.1007/978-981-287-368-2_20. Imágenes MEB correspondientes a varios tipos de arcillas (Figs. 1 y 2).
Ulmer-Scholle et al. (2014): Varias imágenes petrográficas y de MEB ilustrando el cemento de illita.
Taylor et al. (2022): DOI 10.2110/sepmcsp.13.10. Imágenes petrográficas y de MEB correspondientes a cemento de illita y clorita (junto a otros tipos de cementos de arcilla).
Scholle, P. A. (1979).: AAPG Memoir 28. Imágenes petrográficas y MEB de illita, clorita y otros tipos de cementos de arcilla.

La glauconita se diferencia de la illita por la incorporación de Fe^{3+}, Fe^{2+}, junto a variables proporciones de Na^{+}, Ca^{2+} y agua, siendo su fórmula general $(K,Na,Ca)_{1.2–2.0}(Al,Mg,Fe)_4(Si_{7–7.6}Al_{1–0.4}O_{20})(OH)_4 \cdot nH_2O$. Desde el punto de vista estructural, aunque tanto la illita como la glauconita pertenecen al grupo de las micas, se diferencian sobre todo en la lámina octaédrica, dominada en el caso de la glauconita por Fe^{3+} y por Al^{3+} en la illita. Algunos autores como Odin y Matter (1981) consideraron una discontinuidad química y estructural entre la illita y la glauconita, señalando para la primera contenidos de Fe^{3+} menores a 10% y para la segunda mayores a 15%. Sin embargo, otros investigadores sugieren una transición mucho más continua entre illita y glauconita (Ireland et al., 1983).

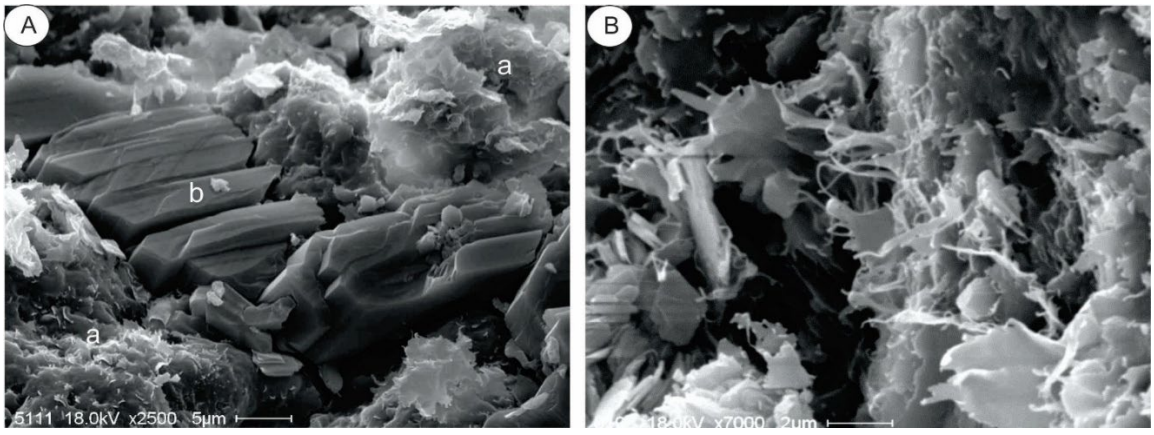


Figura 12.17. Ejemplos de cemento de illita-esmectita al microscopio electrónico de barrido: A. Cemento de cobertura de clastos de illita-esmectita (a) que hacia el interior del espacio intergranular pasa a cemento de carbonato (b); B. Ejemplo de cemento de illita con desarrollo de cristales laminares de bordes irregulares y filamentosos.

La glauconita es básicamente una arcilla formada en ambientes marinos y transicionales precipitada pocos centímetros por debajo de la interfase sedimento-agua en un ambiente reductor (Odin y Matter, 1981; Chattoraj et al., 2016; López-Quirós et al.,

2020). La formación de glauconita en ambientes lacustres ha sido también reportada, pero con mucho menos asiduidad (Parry y Reeves, 1966; Huggett y Cuadros, 2010).

El término glauconita requiere algunas consideraciones. Probablemente, el vocablo deriva del trabajo pionero de Keferstein (1828) quien utilizó "*glaukonit*" para referirse a minerales de arcillas caracterizados por su color azul verdoso y verde, sin embargo, en esta definición y posteriores contribuciones de otros autores, no quedaba claro si la glauconita era un mineral o una mezcla de minerales. En 1927 fue Schneider el primero en demostrar que la glauconita era un mineral específico con una fórmula química y estructura mineral definida. Odin y Létolle (1980) y Odin y Matter (1981) alegando que el término glauconita ha sido usado en un doble sentido, tanto para un mineral específico, como para granos de arcillas verdes asociados a glauconita, propusieron el término "*glaucony facies*" para suplantar a otros anteriormente propuestos como protoglauconita y glauconita sensu estricto. Al mismo tiempo sugirieron que los nombres de esmectita glauconítica y mica glauconítica fueran utilizados como los términos finales dentro de la familia de las "arcillas glauconíticas" (Odin y Matter, 1981). En este libro se utiliza el término glauconita específicamente para referirse al mineral y el calificativo de glauconítico (*"glauconitic"*) en el sentido de Odin y Fullagar (1988) para las mezclas de arcillas verdes, a menudo compuestas por interestratificados de esmectitas, glauconita, verdina, celadonita y otras arcillas, como por ejemplo la berthierina perteneciente al grupo de la serpentina (Worden y Morad, 2003).

Aunque se interpreta que la formación de glauconita ocurre principalmente en ambientes marinos de plataforma, no existe acuerdo general sobre la profundidad máxima de generación, en muchos casos sugerida como de varias decenas a algunos cientos de metros. Odin y Matter (1981) señalaron profundidades mayores a las corrientemente asumidas de hasta 500 m, e incluso algunos autores proponen hasta 1000 m (Ruiz Muñoz et al., 2004). En este caso es necesario separar la formación de glauconita autigénica de la glauconita detrítica transportada a mayores profundidades por corrientes submarinas (por ejemplo, turbiditas).

Los horizontes glauconíticos han sido utilizados como elemento de correlación e interpretación estratigráfica, pero la distinción entre glauconita autóctona y alóctona (granos transportados) es crítica a la hora de una correcta interpretación estratigráfica (Amorosi, 1995). Como la formación de glauconita requiere bajas tasas de sedimentación, en ocasiones se la vincula a horizontes de condensación estratigráfica durante períodos transgresivos (Amorosi, 1995; Ruiz Muñoz et al., 2004; Flügel, 2004; Banerjee et al., 2016). Por otro lado, y durante intervalos de caída del nivel del mar, la glauconita originalmente formada en áreas de plataforma puede sufrir erosión y ser transportada como partícula clástica a áreas distantes formando horizontes glauconíticos no relacionados a su ambiente original. En estos casos es frecuente la presencia de arenas glauconíticas e incluso horizontes delgados de brechas intraformacionales asociados a discordancias erosivas (Wood y Hopkins, 1992; Amorosi, 1995; Baioumy et al., 2020).

La formación de glauconita muy frecuentemente ocurre sobre sustratos porosos de origen biogénico o clástico (más frecuentemente en líticos volcánicos, fangolitas, micas, o calizas). En muchos casos se origina a partir de la incorporación de K y Fe a esmectitas y menos frecuentemente a caolinita (Amouric, 1990; Baldermann et al., 2015; López-Quirós et al., 2020).

Dentro de la glauconita autigénica podemos reconocer aquellos depósitos con estructura nodular formando las "areniscas glauconíticas" ("*green sandstones*"), donde los granos pueden estar enteramente compuestos de glauconita o bien de arcillas glauconíticas. En otro extremo aparecen aquellos casos donde la glauconita se restringe a un delgado *coating* sobre los clastos, sean estos silicoclásticos o carbonáticos. Entre las areniscas dominadas por granos de glauconita y las que sólo exhiben una delgada cobertura de grano, existe toda una transición de estados intermedios e incluso en una misma roca ambos tipos petrográficos pueden aparecer.

En el caso de las areniscas glauconíticas, Odin y Matter (1981) describieron las texturas principales que básicamente caracterizan los diferentes tipos de sustratos sobre los que se formó la glauconita. Primeramente, aquellas que exhiben moldes internos de microfósiles (principalmente foraminíferos), en otros casos los correspondientes a pellets fecales, detritos carbonáticos biogénicos y finalmente minerales o fragmentos de rocas parcial o totalmente reemplazados por glauconita (véase también Meunier y El Albani, 2007; Banerjee et al., 2016).

Odin y Matter (1981) resumieron los diferentes tipos genéticos y texturales, enumerado las principales citas bibliográficas para cada uno de ellos. El análisis de secciones delgadas utilizando EPMA (microanálisis con sonda de electrones) puede ser de gran utilidad para describir diferentes texturas en glauconitas tal cual lo han demostrado los trabajos de Banerjee et al. (2016: Fig. 6 y siguientes) y Bansal et al. (2018: Fig. 5 y siguientes).

Un rasgo particular de los granos de glauconita es la presencia de grietas, las que pueden ser observadas en el microscopio de polarización y, en algunos casos, sólo en el microscopio electrónico de barrido. Las grietas y fracturas en la glauconita pueden ser el resultado de diferentes procesos, aunque tradicionalmente se las ha atribuido a expansión diferencial durante el crecimiento de los granos (McRae, 1972; Huggett y Gale, 1997) o deshidratación durante la diagénesis (McRae, 1972). En algunos casos, las grietas y fracturas suelen mostrar una posterior etapa de relleno (precipitación) de glauconita lo que ha sido interpretado como un indicio de elevado grado diagenético (Odin y Matter, 1981).

Observadas al microscopio electrónico y el de trasmisión, la glauconita y las "arcillas glauconíticas" presentan una gran variedad de texturas que incluyen agregados laminares, escamosos, globosos, en roseta, vermiformes e incluso en algunos casos formas en panal (Odin y Matter, 1981; López-Quirós et al., 2019).

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LA ILLITA

La illita puede ser una arcilla detrítica o formar interestratificados I/S en suelos. En el caso de la illita autigénica, por lo general, se origina durante la mesodiagénesis a partir de la transformación de otras arcillas (por ejemplo, caolinita y esmectita) o bien como resultado de la degradación de los feldespatos (en especial, ortosa y microclino).

Previamente, se ha descripto el pasaje de esmectita a illita usando escenarios conservativos y no conservativos para el Al^{3+} y el K^{+}. Como allí fue señalado, el pasaje de esmectita a illita se produce transicionalmente a través de interestratificados de illita-

esmectita que aumentan la proporción y cristalinidad de la illita con la profundidad de sepultamiento, hasta finalmente formar illita bien cristalizada (Nadeau et al., 1985; Lanson et al., 1996; McKinley et al., 2003; Lemon y Cubitt, 2003).

Otro mecanismo muy frecuente de formación de illita ocurre durante la mesodiagénesis a partir de la caolinita (Bjørlykke et al., 1992). Al aumentar la temperatura y la profundidad de soterramiento, la caolinita se vuelve inestable y puede transformarse en su polimorfo la dickita o bien cambiar su composición y estructura para formar illita por el proceso conocido como illitización de la caolinita (Dutta y Suttner, 1986; Lanson et al., 1996; Lanson et al., 2002; Worden y Barclay, 2003; Martín et al., 2006; Mantovani et al., 2010). La transformación de feldespato potásico y caolinita para formar illita y liberar sílice al fluido poral se expresa como (Brosse et al., 2000; Sanjuan et al., 2003)

Feldespato potásico + caolinita ---- illita + 2 $SiO_{2(aq)}$ + H_2O

De acuerdo con esta reacción, y teniendo en cuenta las relaciones estequiométricas, un porcentaje similar de feldespato potásico y caolinita (alrededor de 4,5%) producirían aproximadamente un 6% de illita y alrededor de un 2% de cuarzo. Como lo indicara Sanjuan et al. (2003), estas relaciones son muy diferentes a las determinadas en estudios petrográficos donde el cuarzo formado como resultado de la autigénesis de illita se aproxima a un 10%. Esta divergencia podría deberse al aporte de sílice desde una fuente externa o bien por presión-solución de clastos de cuarzo durante la diagénesis.

Conceptualmente la ecuación de formación de illita arriba señalada supone al feldespato potásico como la única fuente de K^+ necesario para la autigénesis de illita. Aunque las evidencias petrográficas muestran que, en muchas areniscas con importantes proporciones de cemento de illita, el feldespato potásico ha sido fuertemente disuelto (Luo et al., 2019), otras fuentes de K^+ también son posibles. Por ejemplo, la descomposición de la esmectita (como se consideró anteriormente), alteración de micas durante la diagénesis o incluso el aporte desde bancos de fangolitas interestratificadas pueden aportar considerables volúmenes de K^+. Por esa razón una reacción más general podría escribirse como:

K^+ + caolinita ---- illita + 2 cuarzo + H2O

La reacción así expresada deja abierto el origen del K^+ que deberá ser estudiado en cada caso (Berger et al., 1997; Lanson et al., 2002).

Más allá de la fuente del K^+, los factores de primer orden que parecen controlar la illitización serían el pH, la temperatura, la relación roca/fluido (directamente controlada por la porosidad), la presión litostática y la cinética de la reacción (Ehrenberg et al., 1993; Lanson et al., 1996; Beaufort et al., 1998; Mantovani et al., 2010). Es importante destacar que incluso el tamaño de grano de la roca tiene influencia tanto sobre la cinética como sobre el proceso de illitización. En este sentido, Eslinger y Pevear (1988) y Lanson et al. (2002) reportaron que en fangolitas la formación de illita diagenética tiene lugar a partir de la transformación de interestratificados illita-esmectita antes que por la transformación de la caolinita.

Por otro lado, es muy probable que la formación de illita autigénica tenga lugar a una menor profundidad cuando la arcilla precursora es la esmectita en comparación con la caolinita. Aunque obviamente depende de varios factores, la formación de illita a expensas de caolinita corrientemente se asume como un proceso mesodiagenético. Así por ejemplo, Lanson et al. (2002) señalan que en muchos yacimientos del Mar del Norte la transformación de caolinita en illita comienza a temperaturas no inferiores a 110º C-120º C y a profundidades de entre 3500-4000 m (Lanson et al., 2002).

Enlaces a imágenes 3.2: Ejemplos para glauconita
López-Quirós et al. (2020): https://doi.org/10.2138/am-2020-7341 Imágenes petrográficas, de microscopio electrónico de barrido y de trasmisión de diferentes tipos de glauconita (Figs. 2, 5).
Stokkendal et al. (2009): Imágenes petrográficas y MEB de berthierina y glauconita asociada a cementos de sílice (microcuarzo y ópalo) (Figs. 4 a 7).
Virolle et al. (2022): https://hal.science/hal-03341574v1 Para imágenes de berthierina, pirita framboidal y cementos silíceos.
Rafiei et al. (2023): https://doi.org/10.1029/2022GC010795 Para imágenes MEB de glauconita y mapeo mineralógico.

Sin embargo, otros autores han citado temperaturas y soterramientos menores para el inicio de la conversión de caolinita en illita. Por ejemplo, Ehrenberg et al. (1993) reportaron para la plataforma continental de Noruega illitización en areniscas cuya temperatura diagenética máxima estimada estuvo limitada al orden de los 90º-95º C. Otros autores han también indicado temperaturas de illitización del orden de los 90º C (Bjørlykke y Aagaard, 1992; De Ros, 1998). Del análisis de la información disponible parece desprenderse que la transformación de caolinita en illita puede comenzar a temperaturas tan bajas como los 70º C, pero el reemplazo masivo ocurriría recién a temperaturas entre 120º-130º C.

Una perspectiva muy diferente surge del trabajo de Andrade et al. (2018) quien describe la formación de illita a partir de caolinita en suelos salinos vinculados a manglares. De acuerdo con este autor la caolinita resulta inestable en condiciones hipersalinas y reductoras lo que conduce a la formación de interestratificados de caolinita-esmectita (como ha sido señalado un proceso frecuente en suelos). Estos interestratificados reaccionan progresivamente para formar interestratificados illita-esmectita y posteriormente illita.

Otro aspecto que debe ser considerado corresponde a las areniscas sepultadas a profundidades mayores a 4000 m con bajas cantidades de caolinita (dickita?), pero que no muestran una masiva illitización. Esto puede deberse a la falta de suficiente K^+ para formar illita, o bien a que la sílice presente en el fluido poral por alguna razón no precipita como cuarzo (u otro silicato). Cuando esto ocurre la solución poral se satura en ácido ortosilícico, ralentizando la reacción de formación de illita a partir de caolinita.

La figura 12.18 presenta en forma esquemática cuatro diferentes situaciones para la formación de illita autigénica. La primera, caso 1 (Fig. 12.18), considera como componentes depositacionales principales al cuarzo, feldespato potásico en mayor proporción que plagioclasa y esmectita como arcilla dominante. Esta situación es frecuente tanto en sedimentos provenientes de basamentos intensamente meteorizados, como en arenas con significativa proporción de material vítreo (principalmente aporte

piroclástico). Al incrementarse la profundidad de sepultamiento, y bajo condiciones diagenéticas ácidas, el feldespato potásico se vuelve inestable, comienza a disolverse y provee al fluido poral sílice y K^+, favoreciendo la formación de interestratificados de illita/esmectita, aún con limitado sepultamiento. A medida que la profundidad se incrementa, progresa la disolución del feldespato, el desarrollo de crecimientos secundarios de cuarzo y la transformación de la mayor parte (o eventualmente la totalidad) de los interestratificados en illita (Fig. 12.18 caso 1).

El caso 2 (Fig. 12.18) difiere del anterior en que la caolinita es la arcilla dominante, ya sea detrítica o formada en suelos, y se supone al feldespato estable durante la diagénesis, debido probablemente a la falta de condiciones lo suficientemente ácidas. Al progresar el sepultamiento, y como se ha discutido previamente, la caolinita se torna inestable y comienza a transformarse en dickita. La fuente de K^+ necesaria para formar illita dependerá de un aporte externo, ya sea desde bancos contiguos (incluyendo de fangolitas) o bien por advección desde fuentes más lejanas (Fig. 12.18).

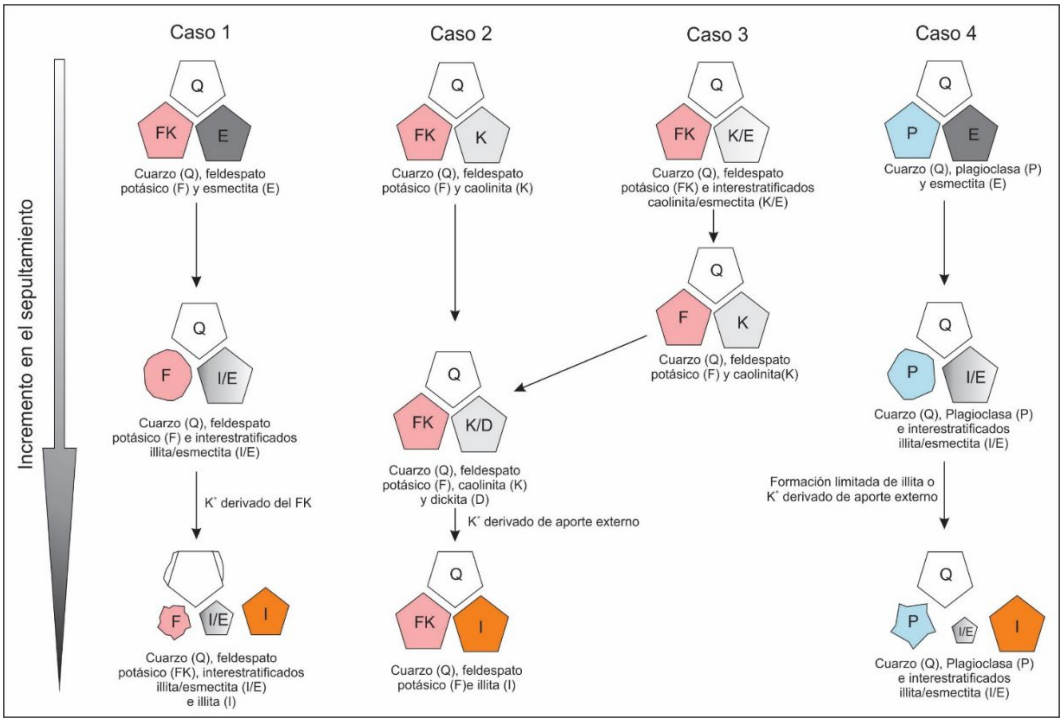


Figura 12.18. Modelo de formación de illita y su relación con la alteración del feldespato potásico, la transformación de la caolinita-dickita, de la esmectita y de plagioclasa (ampliado de Lanson et al., 2002). Para explicación véase el texto.

La situación 3 (Fig. 12.18) es frecuente en suelos de climas templados, en algunos casos con aporte significativo de vidrio volcánico, lo que lleva a la formación de interestratificados de caolinita/esmectita aún en condiciones superficiales o subsuperficiales. Estos interestratificados son sólo estables a profundidades someras y rápidamente evolucionan a caolinita que sigue un patrón similar al caso 2 durante el sepultamiento.

Finalmente, el caso 4 corresponde a aquellas arenas en las que dominan los clastos de cuarzo, la plagioclasa sobre el feldespato potásico y la esmectita como arcilla principal. Esta situación se observa en aquellos sedimentos con aporte volcánico de rocas mesosilícicas a básicas, en la que los clastos exhiben frecuentes mesostasis vítrea o existe

cierto grado de aporte piroclástico. Hemos supuesto, como en el caso 1, la existencia de condiciones diagenéticas ácidas que promueven la disolución de la plagioclasa, la que debido a su composición liberará cationes como Na^+, Ca^{2+}, pero no K^+ por lo que la formación de illita autigénica quedará condicionada a un aporte externo de potasio.

Los casos discutidos muestran como la formación de illita autigénica depende de una multitud de factores que incluyen la composición original del sedimento, el pH de los fluidos porales, la evolución de los interestratificados de arcilla y el aporte de K^+, ya sea desde fuentes internas o externas, entre otros.

Paralelamente, es importante tener en cuenta que a medida que aumenta la temperatura y la presión litostática el grado de cristalinidad de la illita se incrementa de acuerdo con el denominado índice de Kübler, el que es frecuentemente utilizado para separar el campo diagenético del anquimetamorfismo y de diferentes estados metamórficos (Warr y Ferreiro Mählmann, 2015; Warr y Cox, 2016).

ORIGEN Y TRANSFORMACIÓN DIAGENÉTICA DE LA GLAUCONITA

La transformación de arcillas verdes (verdina y berthierina), esmectitas o mucho menos frecuentemente caolinita en glauconita se describe como el proceso de "glauconitización" (Odin y Letolle, 1980; Odin y Matter, 1981; Worden y Morad, 2003; López-Quirós et al., 2020; Giresse, 2022).

En la interfase agua-sedimento de fondos marinos el proceso de glauconitización parece estar favorecido por la intervención de bacterias que promueven la formación de esmectitas ricas en Fe, las que resultan altamente inestables y son uno de los principales minerales precursores en la formación de glauconita aún en condiciones subsuperficiales (Charpentier et al., 2011; Baldermann et al., 2013, 2015; López-Quirós et al., 2020).

Varios esquemas han sido presentados para explicar los procesos de glauconitización, en general a partir de esmectitas (Odin y Letolle, 1980; Odin y Matter, 1981; Stille y Clauer, 1994; Baldermann et al., 2013; López-Quirós et al., 2020; Giresse, 2022; entre otros). Análisis de rayos X y microscopio de transmisión han destacado la alternancia de paquetes apilados de esmectitas ricas en Fe y glauconita al inicio del proceso de glauconitización, y más recientemente la existencia de verdaderos interestratificados de glauconita-esmectita (Baldermann et al. (2013, 2015; López-Quirós et al., 2020).

López-Quirós et al. (2020) presentaron un modelo que sintetiza en tres etapas los procesos de glauconitización. Un primer estado, próximo a la interfase sedimento-agua marina, corresponde a la oxidación microbial de materia orgánica, la que por ejemplo podría afectar a un pellet fecal que se transformará posteriormente en el material alojante de la glauconita.

Un segundo estado corresponde a la neoformación de esmectitas ricas en Fe^{3+} y probablemente el inicio de la formación de glauconita, estructuralmente inmadura, a muy baja profundidad de sepultamiento. Durante la etapa 3, se desarrollan los procesos de transformación de esmectita en glauconita naciente, inmadura y finalmente madura (López-Quirós et al., 2020). El cambio de esmectita en glauconita no sólo es favorecido

por el incremento de K^+ en la intercapa, sino también por un aumento en la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} (López-Quirós et al., 2020).

Aunque este modelo no es necesariamente de aplicación en todos los casos, sintetiza adecuadamente los procesos de generación de glauconita cuando la esmectita es considerada la arcilla precursora. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que otros autores han señalado como arcillas precursoras de la glauconita a la caolinita, interestratificados de esmectita-caolinita e incluso otras arcillas glauconíticas (Stille y Clauer, 1994; Galán, 2006; Galán y Ferrell, 2013). Además, en algunos casos, otras arcillas fueron consideradas un paso previo a la formación de la esmectita precursora, esto es la transformación de caolinita en berthierina, la que luego podría actuar como precursora de la glauconita (Meunier y Albani, 2007).

GRUPO DE LAS CLORITAS

Las cloritas corresponden a filosilicatos con estructura TOT pero en la cual las posiciones de intercapa aparecen ocupadas por una capa octaédrica, por lo que su estructura podría ser mejor descripta como TOTO o 2:1:1 (Scasso y Limarino, 1997). Este grupo está formado por más de diez minerales, casi todos monoclínicos, muchos de ellos metamórficos o escasamente representados. Su fórmula general es $(Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8O_{20}]$ $(OH)_{16}$ en la que coexisten al menos dos politipos de importancia en el caso de las areniscas. El llamado politipo 1 corresponde a las cloritas ricas en Fe de las cuales la más significativa es la chamosita, mientras que el politipo 2 incluye a cloritas ricas en Mg como el clinocloro.

La clorita aparece en areniscas formando tres tipos genéticos principales: 1. Cemento, 2. Reemplazo de clastos o 3. Matriz detrítica (Fig. 2.19). Como cemento prevalecen los *rims* tanto de alta o baja superficie específica (eje de cristales perpendiculares o paralelos a los clastos respectivamente), los cuales se apoyan indistintamente sobre granos de cuarzo, feldespato o fragmentos líticos de diferente composición.

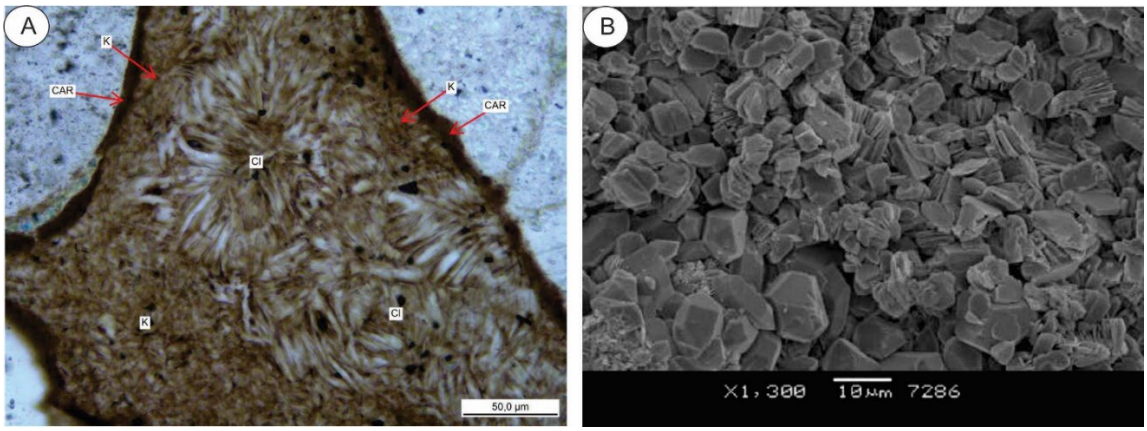


Figura 12.19. A. Corte delgado mostrando diferentes etapas de cementación, primeramente, un cemento arcilloso tipo *rim* de clorita/esmectita (CAR), una posterior cementación de caolinita (k) y finalmente cristales de clorita con hábito radiado (Cl); B. La misma muestra, pero ahora observada en el microscopio electrónico de barrido, nótese la presencia de clorita, caolinita y pequeños cristales de microcuarzo, estos últimos no detectados en la sección delgada. La fotografía A fue obtenida con nicoles paralelos.

En algunos casos ha sido reportado un desarrollo más completo de los *rims* cloríticos sobre fragmentos líticos en comparación a granos monominerales (cuarzo, feldespatos, etc.), aunque esta característica no siempre es observada.

El espesor de los *rims* es variable, pero por lo general superior a 10 micrones e inferior a 40 micrones, los cristales muestran contactos tanto cara contra cara (*face to face contact*) como lado contra cara (*edge to face contact*), esta característica puede ser observada en microscopio electrónico de barrido y permite caracterizar el proceso de cristalización (Figs. 12.20 y 12.21). De características texturales similares, pero recubriendo las paredes porales, se encuentra el cemento de tapiz poral (*pore-lining cement*), que puede resultar continuo a lo largo del perímetro del poro o ser discontinuo. En algunos casos ocurren dos generaciones (o más) de cemento clorítico de cobertura de clastos, por ello es relativamente frecuente que delgados *coatings* cloríticos, dispuestos sobre los granos, sean cubiertos por *rims* más espesos que pueden diferir en la textura e incluso mineralogía de la clorita. Con menos asiduidad, la clorita aparece como un cemento intergranular en agregados microcristalinos y en ocasiones formando puentes de clorita entre clastos adyacentes.

EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LAS CLORITAS

La autigénesis de la clorita puede resultar de la transformación de la esmectita, berthierina, caolinita, siderita y en casos mucho menos frecuentes de la dickita. De todos estos procesos, el más común es el pasaje de esmectita a clorita, cambio que tiene lugar a través de interestratificados, los que al aumentar la diagénesis evolucionan de esmectita-clorita, clorita-esmectita y finalmente clorita bien cristalizada. Durante esta trasformación se produce un incremento en las proporciones de Fe, Mg y H_2O tornándose la lámina de clorita cada vez más ordenada.

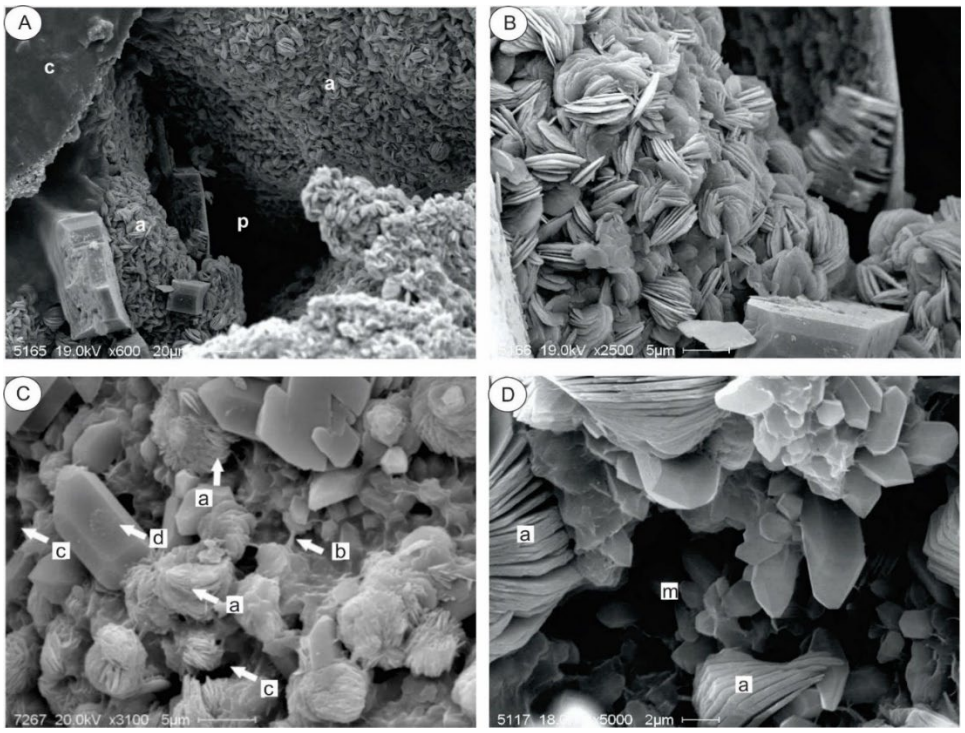


Figura 12.20 (página anterior). Imágenes MEB mostrando ejemplos de clorita autigénica: A. Clorita como cemento tipo *rim* (a) formado por láminas de diseño irregular que cubre la superficie del clasto (c) y tapizan la mayor parte del poro (p); B. Cemento de oclusión de clorita en agregados con disposición cara contra cara; C. Cemento de clorita (a) con arreglos cara contra cara y ocasionalmente desarrollando pequeñas rosetas y cristales puente (b), nótese la microporosidad (c) y la presencia de microcuarzo (d) y D. Cloritas con arreglos cara contra cara (a) asociada a microcuarzo (m) y zeolitas?.

Aunque la formación de clorita a expensas de una esmectita trioctaédrica precursora es el proceso más común de cloritización (Chang et al., 1986; McKinley et al., 2003; Beaufort et al., 2015), los reactivos y sus productos difieren si la reacción se considera conservativa o no conservativa respecto al Al^{3+}. Por ejemplo, en el caso de la saponita (esmectita trioctaédrica), cuando la transformación es no conservativa la clorita debe incorporar principalmente Fe^{2+} y Mg^{2+}, liberando Ca^{2+}, Na^{+} y SiO_2. Siguiendo a Chang et al. (1986) la reacción puede ser escrita como:

$Ca_{0.1}Na_{0.2}Fe_{1.1}MgAlSi_{3.6}O_{10}(OH)_2$ (esmectita trioctaédrica) + $1.5Fe^{2+}$+ $1.2Mg^{2+}$ + $1.4Al^{3+}$ + $7.6H_2O$ ------- $Fe_{2.6}Mg_{2.2}Al_{2.4}Si_{2.8}O_{10}(OH)_8$ (clorita) + $0.1Ca^{2+}$ + $0.2Na^{+}$ + $0.8SiO_2$ + $9.2H^{+}$

En contraposición, cuando se considera al Al^{3+} dentro de un esquema conservativo no es necesaria la incorporación de Fe^{2+} y Mg^{2+}, siendo la reacción (Chang et al., 1986):

$2.4Ca_{0.1}Na_{0.2}Fe_{1.1}MgAlSi_{3.6}O_{10}(OH)_2$ (esmectita trioctaédrica) + $0.88H_2O$ + $1.44H^{+}$ ---------- $Fe_{2.6}Mg_{2.2}Al_{2.4}Si_{2.8}O_{10}(OH)_8$ (clorita) + $0.24Ca^{2+}$ + $0.48Na^{+}$ + $0.04Fe^{2+}$ + $0.20Mg^{2+}$ + $5.84SiO_2$

Más allá de las reacciones arriba citadas es necesario tener en cuenta que dos mecanismos diferentes para la transformación de saponita en clorita han sido propuestos. El primero de ellos involucra "transformación en estado sólido" (*"solid state transformation"*) que corresponde a una continua transición al estado sólido que progresa al aumentar el grado diagenético (Chang et al., 1986; Bettison-Varga y Mackinnon, 1997; Beaufort et al., 2015). Esta transición se expresa a partir de interestratificados clorita-esmectita en los que se produce un aumento en el porcentaje de la lámina de clorita a medida que aumenta la temperatura durante el soterramiento. Se podría decir que este modelo evoluciona de interestratificados de esmectita-clorita que progresivamente se transforman en corrensita, clorita-esmectita y finalmente clorita. La corrensita es un tipo específico de interestratificado en relación 1:1 de la esmectita trioctaédrica con la clorita trioctaédrica.

El segundo modelo, denominado mecanismo de disolución-cristalización ("*dissolution-crystallization mechanism*"), es contrapuesto al previamente descripto pues, como lo indica su nombre, no se produce enteramente al estado sólido, sino que contempla disolución de parte de la esmectita, transferencia de cationes a la solución poral y precipitación de otros cationes. Otra importante diferencia con el primer modelo es que no requiere la formación continua de interestratificados, sino que contempla el cambio de clorita a corrensita y de corrensita a clorita (Murakami et al., 1999; Beaufort et al., 1997, 2015).

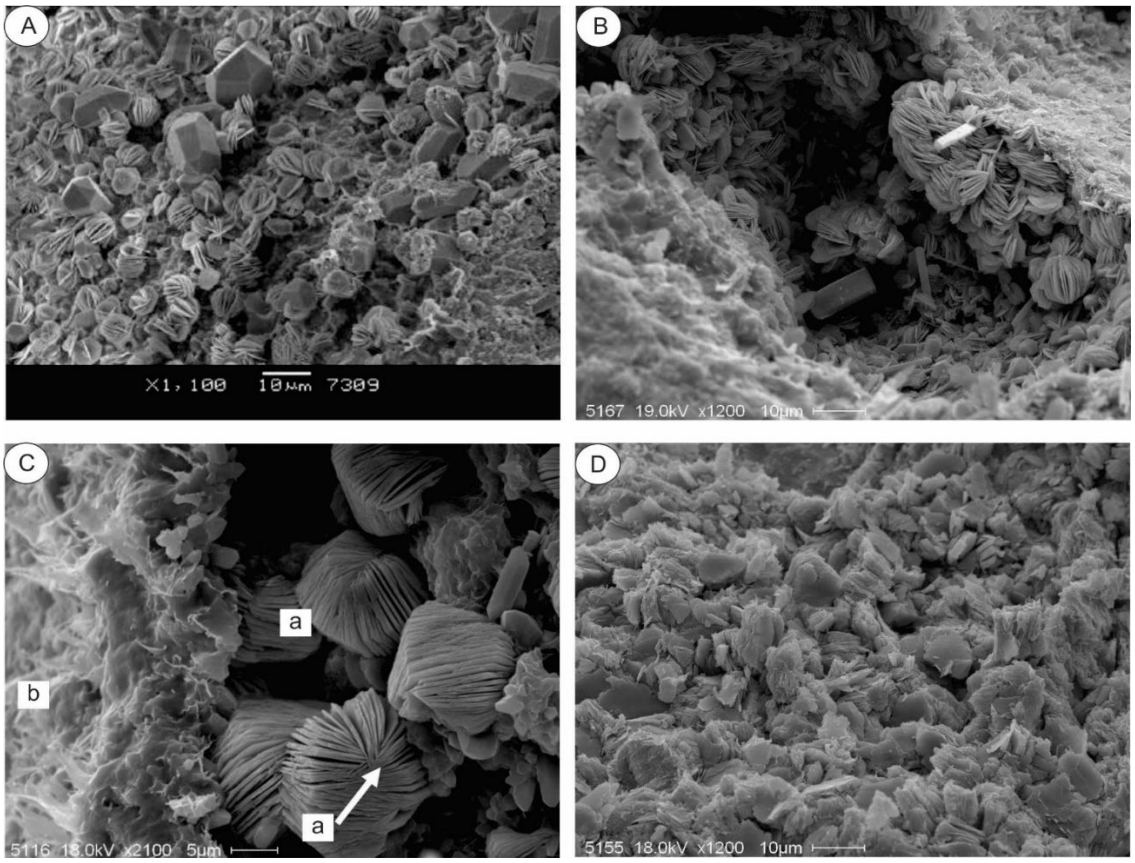


Figura 12.21. Imágenes MEB de distintos tipos de cementos de clorita: A. Cemento tipo *rim* de clorita asociado a microcuarzo; B. Clorita asociada a esmectita; C. Cemento de esmectita tipo *rim* (b) y clorita como cemento de oclusión (a) y D. Clorita imperfectamente cristalizada asociada a esmectita.

La cloritización también puede ser resultado de la transformación de caolinita o dickita, sobre todo a altas temperaturas diagenéticas y elevado soterramiento. Al aumentar la temperatura la caolinita se vuelve inestable y es susceptible de transformarse en otros tipos de cementos o bien generar porosidad secundaria por disolución. En el caso de la transformación de caolinita en clorita requiere necesariamente la provisión de hierro desde una fuente externa, en este sentido podemos considerar dos caminos principales. El primero comprende el aporte de Fe^{2+} y Mg^{2+} desde la disolución de carbonatos, principalmente ankerita y dolomita, según la reacción propuesta dentro del campo metamórfico por Muffler y White (1969):

Caolinita + dolomita + ankerita ---------- chlorite + calcite + CO_2

La disolución de cemento de siderita y la liberación de Fe^{2+} a la solución poral han sido señalados como un proceso que favorece la formación de clorita (Boles y Franks, 1979; Iijima y Matsumoto, 1982; Charlaftis et al., 2021).

Una segunda posibilidad se aplica a aquellas areniscas donde no existen clastos de ankerita, dolomita o cemento de siderita cuya disolución pudiera haber aportado el Fe^{2+} y el Mg^{2+}. Boles y Franks (1979) reportaron en la arenisca Wilcox una disminución en el cemento de caolinita y concomitantemente aumento en la clorita al incrementarse la

profundidad de sepultamiento. En estos casos, el aporte de Fe^{2+} y Mg^{2+} puede provenir de la desestabilización de fragmentos líticos, la alteración de biotita detrítica o bien ser aportada desde bancos de pelitas adyacentes. De esta forma la reacción propuesta por Boles y Franks (1979:66) sería:

Caolinita + Fragmentos líticos ricos en Fe y Mg (volcanitas, biotita, esquistos micáceos etc) + H_2O ---------- Clorita + H^+

Como ha sido señalado previamente también la formación de clorita puede provenir de la transformación de la berthierina y odinita (Iijima y Matsumoto, 1982; Ehrenberg, 1993; Ryan y Reynolds, 1996; Worden y Morad, 2003; Beaufort et al., 2015; Charlaftis et al., 2021). Los estudios experimentales sugieren que la cloritización de la berthierina resulta de una compleja combinación de transformaciones al estado sólido y mecanismo de disolución-cristalización. Estos dos mecanismos parecen variar su importancia de acuerdo con la temperatura diagenética (Charlaftis et al., 2021).

PALYGORSKITA Y SEPIOLITA

Tanto la palygorskita $[(Mg,Al,Fe^{3+})_5(Si,Al)_8O_{20}(OH)_2(OH_2)_4.4H_2O)]$ como la sepiolita $[Mg_8Si12O_{30}(OH)_4(OH)_2\ 4.8H_2O]$ son minerales pertenecientes al grupo de las arcillas fibrosas y se caracterizan por la presencia de elevados porcentajes de Mg en su composición (10-14% de MgO en la palygorskita y 21%-24% en la sepiolita). Ambas arcillas son mucho menos frecuentes que las antes tratadas y cuando están presentes se forman preferentemente durante la eodiagénesis. Desde el punto de vista estructural, están compuestas por láminas trioctaédricas dominadas por Mg y OH que alternan con discontinuas láminas tetraédricas SiO_4 dispuestas entre las octaédricas. Como se ha dicho, las láminas tetraédricas son discontinuas disponiéndose bidimensionalmente como fajas de dos láminas de ancho y largo muy persistente. Estas arcillas provienen del reemplazo de fragmentos líticos principalmente volcánicos, o de líticos por alteración de micas ferromagnesianas. En el caso de los fragmentos monominerales ocurren por la transformación de biotita, anfíboles o piroxenos (Surdam y Boles, 1979; Worden y Morad, 2003).

Al microscopio petrográfico ambas arcillas aparecen como agregados fibrosos de entre 1 y 10 micrones, los que cuando alcanzan mejor desarrollo conforman manojos de fibras orientadas en diferentes direcciones. Debido a su tamaño, la morfología de los agregados de palygorskita y sepiolita puede ser mejor observada al microscopio electrónico de barrido (véase Pozo y Calvo, 2018).

La palygorsquita y la sepiolita pueden aparecer asociadas a carbonatos y fosfatos como cementos muy tempranos durante la eodiagénesis en sedimentos lacustres de clima árido, eólicos, en lagunas costeras asociadas a evaporitas y menos frecuentemente en depósitos fluviales (Weaver, 1984; Karakas y Kadir, 1998; Colson et al., 1998; Ketzer et al., 2003).

En cuanto a la génesis de la palygorskita y la sepiolita, se ha propuesto su precipitación directa en cuerpos de agua salinos de circulación restringida o su formación

en suelos (Weaver y Beck, 1977; Leguey et al., 1985; Suárez et al., 1994; Pozo y Calvo, 2018).

BIBLIOGRAFÍA

Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., & Ramm, M. (2000). Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences: Clay Minerals, v. 35: 261–269.

Akhir, N. A. M., Gaafar, G. R., & Saaid, I. M. (2015). Quantification of Clay Mineral and Log Response Toward Reservoir Rock Properties. In ICIPEG 2014: Proceedings of the International Conference on Integrated Petroleum Engineering and Geosciences: 221-231. Singapore.

Al-Ramadan, K. (2014). Illitization of smectite in sandstones: the Permian Unayzah reservoir, Saudi Arabia. Arabian Journal for Science and Engineering 39: 407-412.

Amorosi, A. (1995). Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of Sedimentary Research 65: 419–425.

Amouric, M. (1990) La transformation gel smectite glauconite. In A. Decarreau (editor), Matériaux Agileux: Structure, Propriétés et Applications. Societé Française de Minéralogie et Cristallographie: 451–461. Paris.

Andrade, G. R., Cuadros, J., Partiti, C. S., Cohen, R., & Vidal-Torrado, P. (2018). Sequential mineral transformation from kaolinite to Fe-illite in two Brazilian mangrove soils. Geoderma, 309: 84-99.

Andreis, R. R., (1981). Identificación e importancia geológica de los paleosuelos: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 67 páginas.

Arostegui, J., Irabien, M. J., Nieto, F., Sangüesa, J., & Zuluaga, M. C. (2001). Microtextures and the origin of muscovite-kaolinite intergrowths in sandstones of the Utrillas Formation, Basque Cantabrian Basin, Spain. Clays and Clay Minerals, 49: 529-539.

Bailey, S.W. (1980) Structures of layer silicates. En: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray. Identification (editado por G.W. Brindley y G. Brown), Mineralogical Society of London:1–123.

Bailey, S.W. (Editor) (1984). Micas. Reviews in Mineralogy, Vol. 13, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 584 páginas.

Baioumy, H., Farouk, S., & Al-Kahtany, K. (2020). Paleogeographic, paleoclimatic and sea-level implications of glauconite deposits in Egypt: A review. Journal of African Earth Sciences, 171, 103944.

Baldermann, A., Warr, L.N., Grathoff, G.H., & Dietzel, M. (2013). The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the Ivory Coast-Ghana marginal ridge. Clays and Clay Minerals, 61: 258–276.

Baldermann, A., Warr, L.N., Letofsky-Papst, I., & Mavromatis, V. (2015). Substantial iron sequestration during green-clay authigenesis in modern deep-sea sediments. Nature Geosciences, 8: 885–889.

Banerjee, S., Bansal, U., Pande, K., & Meena, S. (2016). Compositional variability of glauconites within the Upper Cretaceous Karai Shale Formation, Cauvery Basin, India: implications for evaluation of stratigraphic condensation. Sedimentary Geology, 331: 12-29.

Banfield, J. F., & Eggleton, R. A. (1990). Analytical transmission electron microscope studies of plagioclase, muscovite, and K-feldspar weathering. Clays and Clay Minerals, 38: 77-89.

Bansal, U., Banerjee, S., Ruidas, D. K., & Pande, K. (2018). Origin and geochemical characterization of the glauconites in the Upper Cretaceous Lameta Formation, Narmada Basin, central India. Journal of Palaeogeography, 7(2): 99-116.

Beaufort D., Baronnet A., Lanson B., & Meunier A. (1997). Corrensite: A single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France). American Mineralogist, 82: 109–124.

Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J. C., & Johansen, H. (1998). Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. Clay minerals, 33(2): 297-316.

Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S., & Patrier, P. (2015). Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems—a review: Clay Minerals, 50: 497–523.

Berger, G., Lacharpagne, J. C., Velde, B., Beaufort, D., & Lanson, B. (1997). Kinetic constraints on illitization reactions and the effects of organic diagenesis in sandstone/shale sequences. Applied Geochemistry, 12(1): 23-35.

Bettison-Varga L., & Mackinnon I.D.R. (1997). The role of randomly mixed-layered chlorite/smectite in the transformation of smectite to chlorite. Clays and Clay Minerals, 45: 506–516.

Bjørlykke, K., & Aagaard, P. (1992). Clay minerals in North Sea sandstones. Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones SEPM Special Publication No 4: 65-79.

Bjørlykke, K., & Jahren, J. (2015). Sandstones and sandstone reservoirs. En Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics, 119-149.

Bjørlykke K., Nedkvitine T., Ramm M., & Saigal G.C. (1992). Diagenetic process in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: An overview. En "Geology of the Brent Group (editado por A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles y S. Brown). Special Publication 61. Geological Society London: 263-287.

Buatier, M. D., Deneele, D., Dubois, M., Potdevin, J. L., & Lopez, M. (2000). Nacrite in the Lodeve Permian Basin: a TEM and fluid-inclusion study. European Journal of Mineralogy-Stuttgart, 12: 329-340.

Busenberg, E. (1978). The products of the interaction of feldspars with aqueous solutions at 25 C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 1679-1686.

Bohor, B.F., & Triplehorn, D.M. (1993). Tonsteins: Altered Volcanic-ash Layers in Coalbearing Sequences, vol 285. Geological Society of America Special Papers: 1-44.

Boles, J. R., & Franks, S. G. (1979). Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. Journal of Sedimentary Research, 49: 55-70.

Brosse, É., Matthews, J., Bazin, B., Le Gallo, Y. & Sommer, F. (2000). Related quartz and illite cementation in the Brent sandstones: a modelling approach. En: Quartz Cementation in Sandstones, International Association of Sedimentologists Special Publication 29 (editado por by R.H. Worden y S. Morad), Blackwell Science, Oxford: 51–66.

Brewer, R. (1964). Fabric and Mineral Analysis of Soils: New York, Wiley, 470 p.

Buatier, M.D., Deneele, D., Dubois, M., Potdevin, J.L., & Lopez, M. (2000). Nacrite in the Lodeve Permian Basin: a TEM and fluid-inclusion study. Eur. J. Mineral., 12: 329–340.

Chang, H.K., MacKenzie, F.T., & Schoonmaker, J. (1986). Comparision between the diagenesis of dioctahedral and triochedral smectite, Brazilian offshore basins. Clay and Clay Minerals, 34: 407- 423.

Charlaftis, D., Jones, S. J., Dobson, K. J., Crouch, J., & Acikalin, S. (2021). Experimental study of chlorite authigenesis and influence on porosity maintenance in sandstones. Journal of Sedimentary Research, 91(2): 197-212.

Charpentier, D., Buatier, M.D., Jacquot, E., Gaudin, A., & Wheat, C.G. (2011) Conditions and mechanism for the formation of iron-rich montmorillonite in deep-sea sediments (Costa Rica margin); coupling high-resolution mineralogical characterization and geochemical modelling. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75: 1397–1410.

Chattoraj, S. L., Banerjee, S., Saraswati, P. K., & Bansal, U. (2016). Origin, depositional setting and stratigraphic implications of Palaeogene glauconite of Kutch. Special Publication Geological Society of India 6: 75-88.

Colson, J., Cojan, I., & Thiry, M. (1998). A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). Clay Minerals, 33: 333–347.

Cravero, F., & Churchman, G. J. (2016). The origin of spheroidal halloysites: a review of the literature. Clay Minerals, 51: 417-427.

Cuadros, J., Vega, R., Toscano, A., & Arroyo, X. (2014). Kaolinite transformation into dickite during burial diagenesis. American Mineralogist, 99(4): 681-695.

Cuadros, J., Nieto, F., & Wing-Dudek, T. (2009). Crystalchemical changes of kaolinite-smectite mixed-layer with progressive kaolinization, as investigated by TEM-AEM and HRTEM. Clays and Clay Minerals, 57: 742-750.

Curry, B. B., & Grimley, D. A. (2006). Provenance, age, and environment of mid-Wisconsinan slackwater lake sediment in the St. Louis Metro East area, USA. Quaternary Research, 65(1): 108-122.

Curtis, C. D., & Spears, D. A. (1971). Diagenetic development of kaolinite. Clays and Clay Minerals, 19: 219-227.

de Pablo-Galán, L., de Pablo, J. J., & de Lourdes Chávez-García, M. (2001). Diagenesis and shear rheology of a Recent-Pleistocene volcanogenic sequence, Mexican Basin. Implications to swelling and stability. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(2): 175-185.

De Ros L.F. (1998). Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in Silurian-Devonian Furnas Formation of the Parana Basin, southern Brazil. Sedimentary Geology, 116: 99-128.

Delvaux, B., Herbillon, A.J., Vielvoye, L., & Mestdagh, M.M. (1990). Surface properties of clay mineralogy of hydrated halloysitic soil clays. II: Evidence for the presence of halloysite/smectite (H/Sm) mixed-layer clays. Clay Minerals 25: 141-160.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Research 40: 695-707.

Dudek, T., Cuadros, J., & Fiore, S. (2006). Interstratified kaolinite-smectite: Nature of the layers and mechanism of smectite kaolinization. American Mineralogist, 91: 159-170.

De Segonzac, G.D. (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology, 15: 281–346.

Dutta, P.K., & Suttner, L.J. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate. II. authigenic mineralogy. Journal of Sedimentary Petrology 56: 346–358.

Dypvik, H. (1983). Clay mineral transformations in Tertiary and Mesozoic sediments from the North Sea. AAPG Bulletin 67: 160–165.

Ehrenberg, S. N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A. R., & Duthie, D. M. L. (1993). Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. Clay minerals 28(3): 325-352.

Ehrenberg, S.N. (1993). Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. AAPG Bulletin 77: 1260-1286.

Eslinger E.V., & Pevear D.R. (1988). Clay minerals for petroleum geologists and engineers. SEPM Short course notes 22. SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA.

Flügel, E. (2004). Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer, New York, 976 páginas.

Galán, E. (2006). Genesis of clay minerals. Developments in clay science, 1, 1129-1162.

Galán, E., & Ferrell, R. E. (2013). Genesis of clay minerals. In Developments in Clay Science 5: 83-126. Elsevier.

Giles, M.R. (1987). Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. Marine and Petroleum Geology 4: 188-204.

Giresse, P. (2022). Quaternary glauconitization on gulf of guinea, glauconite factory: overview of and new data on tropical atlantic continental shelves and deep slopes. Minerals 12: 908.

Górniak, K. (1997). The role of diagenesis in the formation of kaolinite raw materials in the Santonian sediments of the North-Sudetic Trough (Lower Silesia, Poland). Applied Clay Science 12: 313-328.

Haldar, S.K. (2020). Basic mineralogy en Introduction to Mineralogy and Petrology (second edition): 109-143. Elsevier.

Helmold, K. P., & van de Kamp, P. C. (1984). Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in Paleogene arkoses, Santa Ynez Mountains, California. En Clastic Diagenesis (Memoir 37 AAPG), editado por D.A. McDonald y R.C. Surdam: 239-276.

Hong, H., Churchman, G.J., Gu, Y., Yin, K., & Wang, C. (2012). Kaolinite-smectite mixed-layer clays in the Jiujiang red soils and their climate significance. Geoderma: 173: 75-83.

Hornibrook, E. R., & Longstaffe, F. J. (1996). Berthierine from the lower cretaceous Clearwater formation, Alberta, Canada. Clays and Clay Minerals, 44: 1-21.

Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., & Perry, E. A. (1976). Mechanism of burial and metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence: Geological Society America Bulletin 87: 725-737.

Hugget, J.M., & Gale, A.S. (1997). Petrology and paleoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, UK: Journal of the Geological Society, London: 897-912.

Huggett, J. M., & Cuadros, J. (2010). Glauconite formation in lacustrine/palaeosol sediments, Isle of Wight (Hampshire Basin), UK. Clay Minerals 45: 35-49.

Huggett, J. M., Gale, A. S., & Hazell, C. (2018). Early diagenesis of the lower Vectis formation, wealden Group Lower Cretaceous, barremian), sandown, Isle of Wight. Proceedings of the Geologists Association, 129: 782-789.

Hughes, R. E., Moore, D. M., & Glass, H. D. (1994). Qualitative and quantitative analysis of clay minerals in soils. En Quantitative Methods in Soil Mineralogy: 330-359.

Iijima, A. & Matsumoto, R. (1982). Berthierine and chamosite in coal measures of Japan: Clays and Clay Minerals 30: 264–274.

Ireland, B.J., Curtis, C.D., & Whiteman, J.A. (1983). Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. Sedimentology 30: 769–786.

Karakas, Z., & Kadir, S. (1998). Mineralogical and genetic relationships between carbonate and sepiolite–palygorskite formations in the neogene lacustrine Konya Basin, Turkey. Carbonates and Evaporites, 13, 198–206.

Karim, A., Berkhli, M., Vachard, D., Tribovillard, N., & Orberger, B. (2005). Le Viséen supérieur d'Azarhare (Maroc central): environnements de dépôt, datation et évolution diagénétique. Comptes Rendus Geoscience, 337: 525-532.

Keferstein, C. (1828). Deutschland, Geogn. Geol. Dargestellt, Bd. 5, III: 510.

Ketzer, J. M., Morad, S., & Amorosi, A. (2003). Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. En Clay Mineral Cements in Sandstones, 43-61.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., & Lacharpagne, J. C. (1996). Illitization of diagenetic kaolinite-to-dickite conversion series; late-stage diagenesis of the Lower Permian Rotliegend Sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. Journal of Sedimentary Research, 66: 501-518.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., & Meunier, A. (2002). Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay minerals 37(1): 1-22.

Leguey, S.; Pozo, M., & Medina, J.A. (1985). Polygenesis of sepiolite and palygorskite in a fluvio-lacustrine environment in the Neogene basin of Madrid. Mineralogica et Petrographica Acta 29: 287–301.

Lemon, N. M., & Cubitt, C. J. (2003). Illite fluorescence microscopy: a new technique in the study of illite in the Merrimelia Formation, Cooper Basin, Australia. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 409-424.

Li, D., & Jiang, X. (2014). Diagenesis and high quality reservoir forecast of the Qingshankou sandstones in the southern Songliao Basin of northeast China. Petroleum Science and Technology 32: 2038-2048.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology 88: 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences 98, 102480.

Lindgreen, H. (1991). Elemental and structural changes in illite-smectite mixed-layer clay minerals during diagenesis in Kimmeridgian-Volgian (-Ryazanian) clays in the central trough, North Sea and the Norwegian-Danish Basin. Bulletin of the Geological Society of Denmark 39: 1-82.

López-Quirós, A., Escutia, C., Sánchez-Navas, A., Nieto, F., Garcia-Casco, A., Martín-Algarra, A., ... & Salabarnada, A. (2020). Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation. Scientific Reports, 9, 13580.

López-Quirós, A., Sánchez-Navas, A., Nieto, F., & Escutia, C. (2020). New insights into the nature of glauconite. American Mineralogist 105: 674-686.

Luo, L., Meng, W., Gluyas, J., Tan, X., Gao, X., Feng, M., ... & Shao, H. (2019). Diagenetic characteristics, evolution, controlling factors of diagenetic system and their impacts on reservoir quality in tight deltaic sandstones: Typical example from the Xujiahe Formation in Western Sichuan Foreland Basin, SW China. Marine and Petroleum Geology 103: 231-254.

Lyons, P.C., Outerbridge, W.F., Triplehorn, D.M., Evans, H.T., Congdon, R.D., Capiro, M., & Nash, W.P. (1992). An Appalachian isochron: a kaolinized Carboniferous air-fall volcanic-ash deposit (tonstein). Geological Society American Bulletin 104, 1515-1527.

Macaulay, C. I., Fallick, A. E., & Haszeldine, R. S. (1993). Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from the Magnus Oilfield sandstones. Clay Minerals 28: 625-639.

Mantovani, M., Escudero, A, & Becerro, A. I. (2010). Effect of pressure on kaolinite illitization. Applied Clay Science 50: 342-347.

Marfil, R., Delgado, A., Rossi, C., Iglesia, A. L., & Ramseyer, K. (2003). Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). En Clay Mineral Cements in Sandstones, 317-342.

Marker, A., & de Oliveira, J. J. (1994). Climatic and morphological control of rare earth element distribution in weathering mantles on alkaline rocks. Catena, 21: 179-193.

Martín, J. D., Gómez-Gras, D., Sanfeliu, T., Permanyer, A., Núñez, J. A., & Parcerisa, D. (2006). Conditions of kaolin illitization in the Permo-Triassic sandstones from the SE Iberian Ranges, Spain. Journal of Geochemical Exploration 89: 263-266.

Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., & Applin, K.R. (1989). Emplacement of clay into sand by infiltration. Journal of Sedimentary Petrology 59: 77-87.

McKinley, J. M., Worden, R. H., & Ruffell, A. H. (2003). Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 109-128.

McRae, S.G. (1972). Glauconite. Earth Science Review 8: 397-440.

Meunier, A., & El Albani, A. (2007). The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. Terra Nova 19: 95–104.

Milliken, K. L. (1999). Microscale distribution of kaolinite in Breathitt Formation sandstones (middle Pennsylvanian): implications for mass balance. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 343-360.

Milliken, K. L. (2003). Microscale distribution of kaolinite in Breathitt Formation sandstones (middle Pennsylvanian): implications for mass balance. En Clay minerals cements in sandstones, editado por Worden, R. y Morad, S., Special Publication 34, International Association of Sedimentologists: 343-360.

Moore, L. R. (1964). The *in situ* formation and development of some kaolinite macrocrystals. Clay Minerals Bulletin, 5: 338-352.

Moon, V. G., Lowe, D. J., Cunningham, M. J., Wyatt, J., Churchman, G. J., de Lange, W. P., ... & Tommasi, P. (2015). Sensitive pyroclastic-derived halloysitic soils in northern New Zealand: interplay of microstructure, minerals, and geomechanics. En Volcanic Rocks and Soils. Proceedings of the International Workshop on Volcanic Rocks and Soils: 3-21

Mode, A. W., Anyiam, O. A., & Anigbogu, E. C. (2016). The effect of diagenesis on reservoir quality of Mamu Sandstone, Anambra Basin, Nigeria. Journal of the Geological Society of India 87: 583-590.

Morad, S. (1990). Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. Clays and Clay Minerals 38: 584-590.

Moraes, M. A., & De Ros, L. F. (1990). Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. Journal of Sedimentary Research: 809-819.

Muffler, L.P.J., & White, D.E. (1969). Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California. Geological Society American Bulletin 80: 157-182.

Murakami, T., Sato, T., & Inoue, A. (1999). HRTEM evidence for the process and mechanism of saponite-to-chlorite conversion through corrensite. American Mineralogist 84: 1080-1087.

Murray, H. H. (1991). Overview -clay mineral applications-. Applied Clay Science 5: 379-395.

Murray, H. H. (1999). Applied clay mineralogy today and tomorrow. Clay Minerals 34: 39-49.

Nadeau, P. H., Wilson, M. J., McHardy, W. J., & Tait, J. M. (1985). The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. Mineralogical Magazine 49: 393-400.

Net, L. (1999). Petrografía, diagénesis y procedencia de las areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero) en la cuenca homónima. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 490 páginas (inédita).

Niu, B., & Ishida, H. (2000). Different rates of smectite illitization in mudstones and sandstones from the Niigata Basin, Japan. Clay Minerals, 35: 163-173.

Odin, G.S., & Fullagar, P.D. (1988). Geological significance of the glaucony facies. Green Marine Clays 45: 295–332.

Odin, G.S., & Létolle, R. (1980). Glauconitization and Phosphatization Environments: a Tentative Comparison. SEPM Special Publications 29: 227–237.

Odin, G.S., & Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. En Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, editado por Burley, S y Worden, R. International Association of Sedimentology: 121-151.

Parry, W. T., & Reeves Jr, C. C. (1966). Lacustrine Glauconitic mica from pluvial lake Mound, Lynn and Terry counties, Texas. American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials 51: 229-235.

Pozo, M., & Calvo, J. P. (2018). An overview of authigenic magnesian clays. Minerals 8, 520.

Rafiei, M., Löhr, S. C., Alard, O., Baldermann, A., Farkaš, J., & Brock, G. A. (2023). Microscale petrographic, trace element, and isotopic constraints on glauconite diagenesis in altered sedimentary sequences: Implications for glauconite geochronology. Geochemistry, Geophysics, Geosystems: 1-24.

Ramseyer, K., & Boles, J.R. (1986). Mixed-layer illite/smectite minerals in Tertiary sandstones and shales, San Joaquin basin, California. Clays and Clay Minerals 34: 59-84.

Retallack, G. J. (2008). Soils of the past: an introduction to paleopedology. John Wiley & Sons.

Robin, V., Hebert, B., Beaufort, D., Sardini, P., Tertre, E., Regnault, O., & Descostes, M. (2015). Occurrence of authigenic beidellite in the Eocene transitional sandy sediments of the Chu-Saryssu basin (South-Central Kazakhstan). Sedimentary Geology 321: 39-48.

Robin, V., Petit, S., Beaufort, D., & Prêt, D. (2013). Mapping kaolinite and dickite in sandstone thin sections using infrared microspectroscopy. Clays and Clay Minerals 61: 141-151.

Ruiz Muñoz, F., Abad de los Santos, M., Pendón Martín, J. G., González-Regalado Montero, M. L., Rosa Díaz, J. D. L., & Tosquella Angrill, J. (2004). Los ostrácodos del horizonte glauconítico inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Depresión del Guadalquivir, SO España). Geogaceta 37: 215-218.

Ryan, P. C., & Huertas, F. J. (2013). Reaction pathways of clay minerals in tropical soils: insights from kaolinite-smectite synthesis experiments. Clays and Clay Minerals 61: 303-318.

Ryan, P.C., & Reynolds, R.C. Jr. (1996). The origin and diagenesis of grain-coating serpentine-chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone, U.S. Gulf Coast. American Mineralogist 81: 213-225.

Ryan P.C., & Huertas, F.J. (2009). The temporal evolution of pedogenic Fe-smectite to Fe-kaolin via interstratified kaolin-smectite in a moist tropical soil chronosequence. Geoderma 151: 1-15.

Ryan, P. C., Huertas, F. J., Hobbs, F. W. C., & Pincus, L. N. (2016). Kaolinite and halloysite derived from sequential transformation of pedogenic smectite and kaolinite-smectite in a 120 ka tropical soil chronosequence. Clays and Clay Minerals, 64: 639-667.

Ryu, I., & Niem A.R. (1999). Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tyee basin, Oregon. Journal of Sedimentary Research 69: 384-393.

Sanjuan, B., Girard, J. P., Lanini, S., Bourguignon, A. & Brosse, É. (2003). Geochemical modelling of diagenetic illite and quartz cement formation in Brent sandstone

reservoirs: example of the Hild Field, Norwegian North Sea. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 425-452.

Scasso, R.A., & Limarino, C.O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N°1, 259 páginas.

Schneider, H. (1927). A study of glauconite. The Journal of Geology, 35(4), 289-310.

Scholle, P. A. (1979). A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. AAPG Memoir 28, 201 páginas.

Stille, P., & Clauer, N. (1994). The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 253-262.

Stoessell, R.K., & Pittman, E.D. (1990). Secondary porosity revisited; the chemistry of feldspar dissolution by carboxylic acids and anions. AAPG Bulletin 74: 1795-1805

Stokkendal, J., Friis H.M, Svendsen, J.B., Poulsen M.L., & Hamberg, L. (2009). Predictive permeability variations in a Hermod sand reservoir. Marine and Petroleum Geology 26: 397-415.

Suárez, M., Robert, M., Elsass, F., & Martín Pozas, J.M. (1994). Evidence of precursor in the neoformation of palygorskite-new data by analytical electron microscopy. Clay Minerals 29: 255–264.

Surdam, R.C., & Boles, J.R. (1979). Diagenesis of volcanic sandstones. En: Aspects of Diagenesis, Society of Economic Paleontologists and mineralogists Special Publication 26 (Ed. by P.A. Scholle and P.R. Schluger): 227–242.

Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S., & Heasler, H.P. (1989). Organic–inorganic interactions and sandstone diagenesis. AAPG Bulletin 73: 1-23.

Taylor, K. G. (1990). Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of south-east England. Clay Minerals 25: 391-399.

Taylor, T. R., Lander, R. H., & Bonnell, L. M. (2022). Sandstone petrography, petrology, and modeling. SEPM Society for Sedimentary Geology 13, 356 páginas.

Teodorovich, G. I. (1961). Authigenic, principally syngenetic minerals in sedimentary rocks, their characteristics, conditions of formation, and classification. En Authigenic Minerals in Sedimentary Rocks: 17-97.

Termier, P. (1923). Contribution à la connaissance des» Tonstein «du houiller de la Sarre. Bulletin Société Géologique de France 4: 45-50.

Toth, T. A., & Fritz, S. J. (1997). An Fe-berthierine from a Cretaceous laterite: Part I. Characterization. Clays and Clay Minerals 45: 564-579.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J., & Raine, R. J. (2014). Front Matter, Introduction and Glossary: A Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks. AAPG Memoir 109, 526 páginas

Velde, B. (1995). Compaction and diagenesis. In Origin and Mineralogy of Clays - Clays and the Environment, editado por B. Velde: 220–245.

Virolle, M., Brigaud, B., Beaufort, D., Patrier, P., Abdelrahman, E., Thomas, H., ... & Féniès, H. (2022). Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallowly buried sandstone reservoirs: Key role of the source-to-sink context. Geological Society of American Bulletin 134: 739-761.

Walker, T. R. (1976). Diagenetic origin of continental red beds. En Falke, H., editor, The Continental Permian in Central, West and South Europe: 240-482.

Wanas, H. A., & Soliman, H. E. (2001). Allogenic and authigenic clays of the Lower Palaeozoic sandstones of the Naqus Formation at Gebel Gunna, central Sinai, Egypt:

their recognition and geological significance. Journal of African Earth Sciences 32: 47-60.

Warr, L. N., & Cox, S. C. (2016). Correlating illite (Kübler) and chlorite (Árkai) "crystallinity" indices with metamorphic mineral zones of the South Island, New Zealand. Applied Clay Science 134: 164-174.

Warr, L. N., & Ferreiro Mählmann, R. (2015). Recommendations for Kübler Index Standardization. Clay Minerals 50: 283-286.

Weaver, C.E. (1984). Origin and geologic implications of the palygorskite of the SE United States. En: Palygorskite–Sepiolite (editado por A. Singer y E. Galen): 39–58.

Weaver, C.E., & Beck, K.C. (1977). Miocene of the S.E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri–marine environment. Sedimentary Geology, 17:1-234.

Wilson, M. D., & Pittman, E. D. (1977). Authigenic clays in sandstones; recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Journal of Sedimentary Research 47: 3-31.

Wood, J. M., & Hopkins, J. C. (1992). Traps associated with paleovalleys and interfluves in an unconformity bounded sequence: Lower Cretaceous Glauconitic Member, southern Alberta, Canada. AAPG Bulletin76: 904-926.

Worden, R. H., & Barclay, S. A. (2003). The effect of oil emplacement on diagenetic clay mineralogy: the Upper Jurassic Magnus Sandstone Member, North Sea. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 453-469.

Worden, R. H., & Morad, S. (2003). Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. En Clay Mineral Cements in Sandstones: 1-41.

Worden, R.H., Griffiths, J., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Lawan, A.Y., Muhammed, D.D., Simon, N., & Armitage, P.J. (2020). Chlorite in sandstones: Earth-Science Reviews , v. 204, 103105.

Yang, L., Xu, T., Wei, M., Feng, G., Wang, F., & Wang, K. (2015). Dissolution of arkose in dilute acetic acid solution under conditions relevant to burial diagenesis. Applied Geochemistry 54: 65-73.

Young, T. P. (1989). Phanerozoic ironstones: an introduction and review. Geological Society, London, Special Publications 46: 9-25.

CAPÍTULO 13: AUTIGÉNESIS Y CEMENTACIÓN EN CARBONATOS, SULFATOS Y MISCELÁNEOS

- *Cementos y reemplazos de carbonato*
- *Descripción de los cementos de carbonato*
- *Origen de los cementos carbonáticos*
- *Cementos carbonáticos y porosidad secundaria*
- *Sulfatos y haluros*
- *Descripción de los cementos*
- *Cementos evaporíticos y porosidad secundaria*
- *Origen de los sulfatos y haluros como cementos*

CEMENTOS Y REEMPLAZOS DE CARBONATOS

Los cementos de carbonato son los segundos más abundantes en las areniscas y su formación se produce en diferentes condiciones y etapas de la diagénesis. Estos cementos incluyen principalmente a la calcita, en menor medida, a la dolomita, ankerita y siderita, siendo muy poco frecuentes la magnesita y la rodocrosita. La aragonita es el polimorfo ortorómbico de la calcita, siendo raro como cemento. En la Tabla 13.1 se resumen las características destacadas de cada uno de ellos.

DESCRIPCIÓN DE LOS CEMENTOS DE CARBONATO

La calcita ($CaCO_3$) es el cemento de carbonato más abundante en las areniscas. Puede encontrarse asociada a concreciones y lentes, como a niveles de mayor extensión areal actuando como un cemento de oclusión de la porosidad con una distribución homogénea o heterogénea o como cristales o parches aislados (Curtis y Coleman, 1986; Morad, 1998; Walderhaug y Bjørkum, 1998). De acuerdo con la cantidad de cationes de Mg^{+2} y Fe^{+2} incluida en su estructura cristalina, se reconoce calcita de bajo Mg, calcita de alto Mg ($CaMgCO_3$) y calcita ferrosa ($CaFeCO_3$). Las principales características de la calcita se resumen en la Tabla 13.1.

Las texturas de los cementos de carbonatos más frecuentes son granular o en mosaico, poikilítica y microcristalina. Sin embargo, dada la gran variedad de ambientes y condiciones de formación de estos cementos pueden desarrollar diversas texturas, algunas de ellas y sus características son resumidas en la Figura 13.1.

La textura granular o en mosaico es una de las más frecuentes siendo común en areniscas medianas a gruesas. Se presenta como mosaicos integrados por grandes cristales de esparita (hasta 200 μm). El cemento poikilítico es frecuente en areniscas de tamaño de grano grueso a mediano con texturas flotantes, dado que necesitan espacio intergranular para poder desarrollar los cristales de mayor dimensión que los granos (Figs. 13.2A, B, C y D). Se trata generalmente de un cemento formado en la diagénesis temprana que, en

algunos casos, produce desplazamiento y fractura de clastos de tectosilicatos y filosilicatos (micas) generando fábricas desplazantes (Fig. 13. 3; Saigal y Walton, 1988; Braithwaite, 1989; Buczynski y Chafetz, 1991; Morad, 1998). Este tipo de crecimiento desplazante (*displacive growth*), resultado de la precipitación de carbonato en el espacio poral intergranular, genera la separación de granos produciendo muchas veces la destrucción de la fábrica clasto-sostén original del sedimento (Dapples, 1971) y generando fábricas con empaquetamientos anormalmente abiertos y texturas flotantes.

PRINCIPALES CEMENTOS DE CARBONATO			
Mineral	*Composición Química*	*Sistema Cristalino*	*Observaciones*
Calcita	$CaCO_3$	Trigonal	Más frecuente. Muy alta birrefringencia, colores pasteles, cambios notables de relieve, clivaje romboédrico y visibles maclas. Incolora con nicoles paralelos. Texturas desde poikilotópicas y granulares, fibrosas hasta microcristalinas.
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	Trigonal	Frecuente. Muy alta birrefringencia, colores pasteles, cambios de relieve, clivaje romboédrico y visibles maclas. Texturas de rombos microcristalinos euhedrales a subeuhedrales frecuentes, mosaicos gruesos a poikilotópicos poco comunes.
Ankerita	$CaFe(CO_3)_2$	Trigonal	Poco frecuente. Muy alta birrefringencia; marrón, amarillo, blanco a incoloro. Texturas de rombos microcristalinos, esférulas y nódulos.
Siderita	$FeCO_3$	Trigonal	Poco frecuente. Alta birrefringencia; incolora a marrón amarillenta con clivaje romboedral perfecto y mayor índice de refracción que el resto de los carbonatos. Texturas microcristalinas, discretos cristales rómbicos finos dispersos, esférulas y nódulos.
Magnesita	$MgCO_3$	Trigonal	Muy Raro. Incoloro a marrón amarillento si tiene Fe. Aparece como nódulos, texturas microcristalinas rómbicas.
Rodocrosita	$MnCO_3$	Trigonal	Muy Raro. Incoloro a rosa. Ocurre como cristales, microesférulas y nódulos dispersos.

Tabla 13.1: Principales cementos de carbonato en areniscas.

El carbonato microcristalino o micrita se presenta generalmente como un cemento intergranular que ocluye el espacio poral casi por completo en areniscas de grano mediano a fino (Figs. 13.2E y F, 13.3E y F). En ocasiones, la micrita ocurre en parches heterogéneos y se caracteriza frecuentemente por ser corrosivo con respecto a los clastos y estar asociado con los otros tipos de cementos carbonáticos.

El cemento de dolomita (Tabla 13.1) es menos frecuente en las areniscas que la calcita. La dolomita suele encontrarse como concreciones o cristales microscópicos, nódulos o parches (Schmid et al., 2004). Menos frecuentemente, puede aparecer como cemento de oclusión desarrollado durante la diagénesis temprana en depósitos marinos someros, o en ambientes continentales de clima árido a semiárido (Taylor et al., 2022). En ocasiones, la composición estequiométrica Ca/Mg de la dolomita se acerca a 1, aunque a veces está enriquecida en Ca^{+2}.

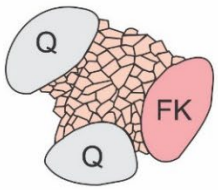
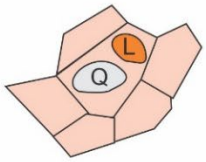
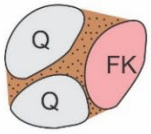
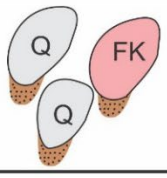
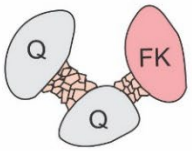
Textura	Características	Esquema
Granular o en mosaico	Conjunto de cristales de carbonato que de acuerdo con el tamaño y forma pueden ser: a) Columnar (≥ 20 micrones), b) Equigranular (cristales equidimensionales ≥ 100 micrones), c) Espático (similar al equigranular pero con cristales que miden ≥ 300 micrones).	
Poikilítica (o poikilotópica)	Grandes cristales de carbonato que engloban varios clastos.	
Micrítica	Carbonato microcristalino de grano muy fino.	
Acicular (o fibroso)	Delgados cristales fibrosos de carbonato.	
Pendante (o microestalactítico)	Consiste en cuerpos en forma de "gotas" entre granos adyacentes	
Menisco	Similar al anterior, pero muestra continuidad entre granos adyacentes	
Sintaxial	Como crecimiento secundario ("overgrowths")	

Figura 13.1. Principales texturas reconocidas en los cementos de carbonato en areniscas. Referencias: Q cuarzo, FK feldespato potásico, P plagioclasa, L fragmento lítico.

La textura más común del cemento de dolomita es el desarrollo de pequeños cristales romboédricos euhedrales dentro del espacio intergranular. Otra variante, menos frecuente, es la presencia de formas cristalinas subeuhedrales a irregulares cuando los cristales chocan entre sí mientras rellenan los poros (Taylor et al., 2022). La textura poikilítica en este tipo de cemento es poco frecuente. Debido que la forma de los cristales no puede ser utilizada para distinguir la dolomita de la calcita, se recomienda la tinción del corte delgado con Alizarina roja S como una técnica eficaz para diferenciarlas.

Hay un caso particular de dolomita "barroca" o "silla de montar o *saddle*" que presenta una textura cristalina gruesa, rellenando poros o fracturas, con caras cristalinas

curvadas e irregulares y extinción en barrido, que puede diferenciarse bien de la calcita. Este tipo de dolomita indica semi cuantitativamente una diagénesis de moderada a alta temperatura (90-160 °C) (Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pittman, 1998).

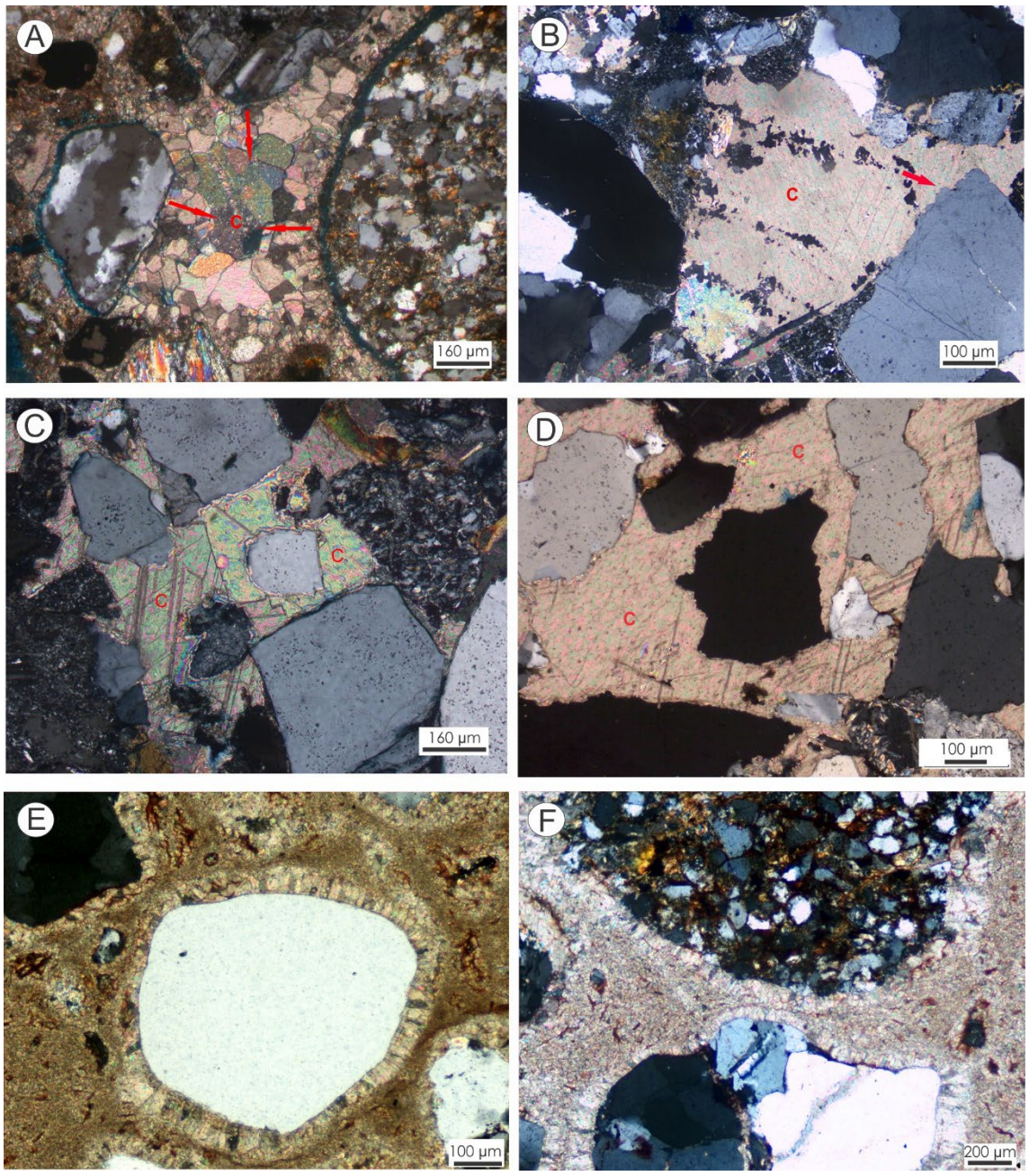


Figura 13.2. Cementos carbonáticos mostrando distintas texturas. A. Cemento carbonático (c) con textura granular, nótese el aumento del tamaño de los cristales de esparita desde el borde de los clastos hacia el centro del espacio poral; B. Cemento de calcita (c) ocluyente con corrosión en el borde de algunos clastos; C-D. Textura poikilítica con grandes cristales de calcita, observe la corrosión en el borde de los clastos de cuarzo en la fotografía D; E-F. *Rims* de cabonatos con cristales de esparita isopáquica y micrita como cemento ocluyente.

La dolomita ferrosa - ankerita se forma cuando el Fe^{+2} sustituye al Mg^{+2}. Este tipo de cemento es poco frecuente en las areniscas e indica condiciones diagenéticas de moderado a alto soterramiento con temperaturas que pueden variar desde 120 a 188 °C (Boles, 1978;

Hendry et al., 2000). Dado que comparten las mismas características ópticas que la dolomita, solo pueden diferenciarse mediante la tinción de los cortes delgado con ferricianuro de potasio-Alizarina roja S. El contenido de hierro les otorga una tonalidad turquesa pálido profundo a estos minerales. Estos cementos se reconocen rellenando fracturas y poros con textura cristalina gruesa como la dolomita *saddle* (Hendry et al., 2000). En general, la cementación de dolomita ferrosa- ankerita no perjudica la calidad de reservorio de las areniscas (Taylor et al., 2022).

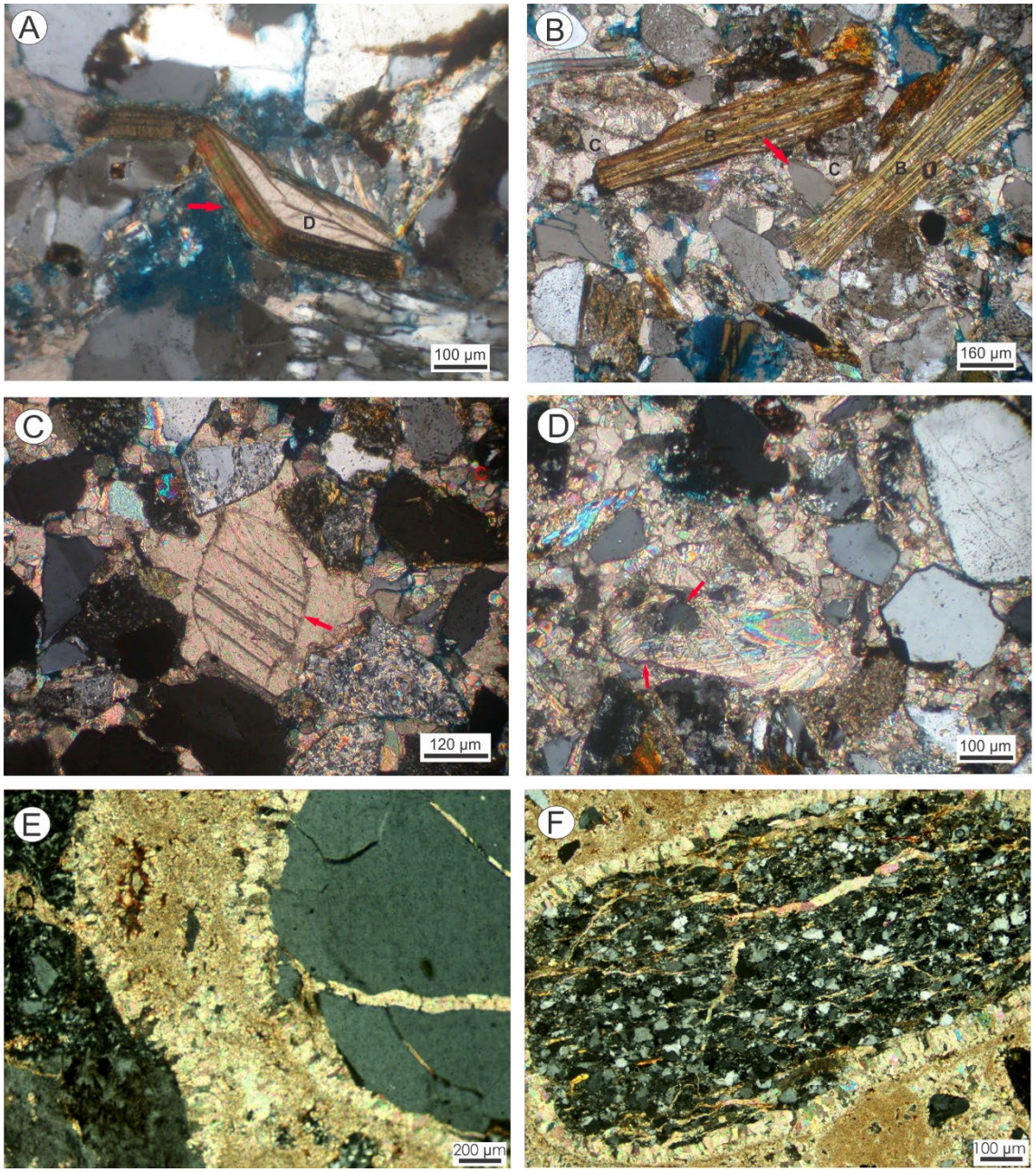


Figura 13.3. A-B Crecimiento desplazante de carbonatos tanto dolomita (D) como calcita en biotitas (B); C-D. Reemplazo total (flecha en C) a parcial (en D) de tectosilicatos por carbonato; obsérvese los bordes corrosivos de los clastos y los contactos irregulares entre cristales de esparita indicando un origen de alta temperatura; E-F. Cementos de carbonato con texturas tipo *rims* de esparita isopáquica y micrita intergranular, nótese el reemplazo parcial por carbonato de clastos de cuarzo (en E) y de un fragmento líticos (en F).

La siderita autigénica ($FeCO_3$) aparece en las areniscas como concreciones, cristales individuales dispersos y nódulos (Tabla 13.1). Este mineral conforma una serie isomorfa hasta la magnesita ($MgCO_3$) y la rodocrosita ($MnCO_3$), siendo estos dos últimos muy raros como cementos en areniscas. Los cristales de siderita se encuentran frecuentemente zonados composicionalmente y son no-luminiscentes. La siderita es incolora a marrón amarillenta, con clivaje romboedral perfecto y alta birrefringencia; con más alto índice de refracción que el resto de los minerales carbonáticos y con un mayor relieve. Se presenta como cristales rómbicos, con forma de rombos elongados y como agregados microesferulíticos. En ocasiones, estos últimos pueden presentar un patrón de extinción en barrido. La siderita se puede formar bajo condiciones diagenéticas distintas reconociéndose diferentes tipos (Rossi et al., 2002; El-Ghali et al., 2006). Por un lado, las sideritas eodiagenéticas se caracterizan por rellenar grandes poros intergranulares con texturas granulares gruesas a poikilíticas y empaquetamientos de granos sueltos, mientras que las sideritas mesodiagenéticas presentan texturas variadas que van desde microcristalinas rellenando poros más pequeños a cristalinas gruesas o cristales dispersos (Rossi et al., 2002; El-Ghali et al., 2006). Estas últimas se caracterizan por tener composiciones más heterogéneas que las sideritas eogénicas (Al-Ghali et al., 2006). Morad et al. (2003) demostró que las sideritas eogénicas formadas en ambientes continentales presentan enriquecimiento en Ca^{+2} y Mg^{+2} y que las sideritas formadas a altas temperaturas presentan alto contenido de Mg^{+2}.

La magnesita ($MgCO_3$) es poco común en areniscas (Tabla 13.1); sin embargo, se reconoce como un cemento eogenético en secuencias de bancos rojos (*red beds*) correspondientes a ambientes de lagos salinos en interdunas. En el caso de areniscas marinas son frecuentes en ambientes costeros áridos con aguas porales enriquecidas en Mg^{+2} (Purvis, 1992; Warren, 1992; Morad et al., 2003). Se presenta como cementos intergranulares con texturas microcristalinas con cristales euhedrales rómbicos, en ocasiones, con zonaciones evidenciando cambios en la composición dada la presencia común de impurezas como Fe^{+2}, Mn^{+2} y Ca^{+2} (Purvis, 1992; Rossi et al., 2002).

La rodocrosita ($MnCO_3$) es un cemento muy raro en las areniscas, no obstante, puede formarse en sedimentos marinos o en cuencas sedimentarias con aguas salobres. Se presenta como cristales aislados, agregados de microesférulas o como nódulos (Tabla 13.1).

Dapples (1971) presentó una clasificación física de los cementos carbonáticos en areniscas basándose en dos características principales: 1) la cristalización del carbonato en poros intergranulares sin modificación en la disposición de la fábrica detrítica o en la forma de los granos; y 2) la cristalización del cemento involucrada en la expansión del espacio intergranular y consecuentemente la reorganización del empaquetamiento de los clastos, o el reemplazo y sustitución mineralógica de los granos detríticos. De acuerdo con esta clasificación se reconocen tres tipos principales siguiendo la forma de precipitación y su relación con los granos (Fig. 13.4). En el Tipo I: el cemento precipita en forma pasiva en el espacio intergranular sin modificar la fábrica ni la forma de los granos (Fig. 13.4 A); Tipo II: la cristalización del cemento produce la expansión del espacio intergranular, modificando la fábrica; y Tipo III: el cemento reemplaza parcial a totalmente la fracción clástica, aunque sin producir un aumento del espacio intergranular (Fig. 13.4 D, F). En la Tabla 13.2 se resumen las características principales de cada uno de estos tipos.

Tipo I	***A. Cristalización del cemento carbonático como único evento*** A.1. Sin reacción mineralógica. Criterios: Textura homogénea del cemento, el cemento no rellena todo el espacio intergranular, contactos entre clastos y cemento bien definidos. A.2. Incorpora minerales de arcilla (matriz) presente en el espacio intergranular. Criterios: Invasión de la arcilla por cementos, engolfamiento de cristales de arcillas.
	B. Cristalización del cemento carbonático como parte de varios eventos de cementación. B.1. El cemento es posterior al desarrollo del crecimiento secundario y "soldadura" de los granos de cuarzo. Criterios: corrosión del crecimiento secundario en clastos de cuarzo o feldespato. B.2. Recristalización y "soldadura" de cemento carbonático a clastos carbonáticos. Criterios: desarrollo de fábricas heterogéneas, contactos difusos entre clastos y cemento.
Tipo II	1. Precipitación en poros produciendo sólo expansión local. Criterios: frecuentemente cemento en agregados de grano grueso, no hay modificación importante de la fábrica. 2. Precipitación causando ruptura y rotación de granos. Criterios: evidencia de crecimiento desplazante. 3. Precipitación alrededor de núcleos arenosos formando pequeñas concreciones. Criterios: microconcreciones, variación en la densidad del empaquetamiento dentro de la misma muestra. 4. Como grandes cristales poikíliticos.
Tipo III	1. Sin destrucción de rasgos de estratificación primaria (e.g., microlaminación). Criterios: desarrollo de microlaminación difusa u otros rasgos de estratificación pobremente definidos (e.g., microgradación). 2. Con modificación de rasgos de estratificación primaria. Criterios: desarrollo de grandes concreciones.

Tabla 13.2. Características de los distintos tipos de cementación carbonática según (modificado de Dapples, 1971).

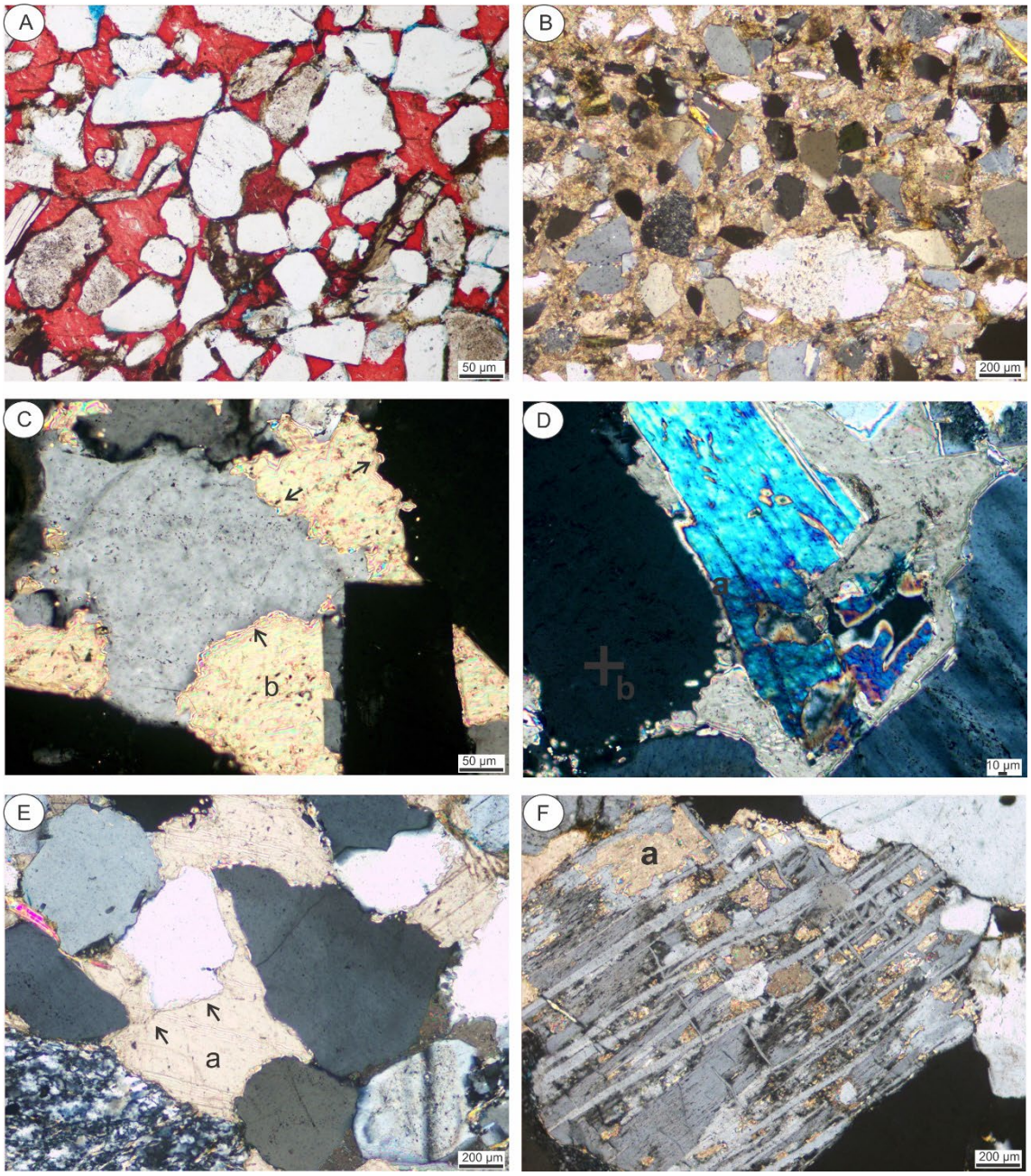


Figura 13.4. Ejemplo de algunas de las situaciones planteadas siguiendo el esquema de Dapples (1972): A. Arenisca en el que el cemento de carbonato no muestra reacción significativa con la fracción clástica rellenando, en este caso, la casi totalidad del espacio intergranular; B. Crecimiento desplazante del cemento de calcita en una arenisca de grano fino; C. Texturas de disolución sobre granos de cuarzo principalmente marcada por caries y algunos engolfamientos; D. Ejemplo del reemplazo inicial de un cristal de muscovita por calcita, nótese como además de penetrarla se expande a lo largo de los planos de clivaje; E. Reemplazo total de un clasto de composición indeterminada por cemento de calcita (a), las flechas indican el margen original del grano; y F. Estado avanzado de reemplazo de un clasto de feldespato por cemento de carbonato. Con excepción de A (nicoles paralelos), el resto de las fotografías con nicoles cruzados.

ORIGEN DE LOS CEMENTOS CARBONÁTICOS

Dado que los cementos carbonáticos son muy abundantes en las areniscas y conglomerados, comprender su origen es fundamental para la interpretación de la historia diagenética y la evaluación de la calidad de reservorios (Morad, 1998; Xiong et al., 2016; Worden et al., 2019). Para comprender la génesis de este tipo de cemento hay que tener en cuenta la disponibilidad de iones de calcio, magnesio y carbonato, la solubilidad y el transporte en la solución poral, así como las condiciones del entorno (pH, temperatura, etc.) que determinarán mecanismos de precipitación, además de considerar su comportamiento durante la diagénesis.

En muchos casos, el origen del cemento carbonático se encuentra relacionado con los ambientes depositacionales, así en las areniscas marinas someras, la cementación temprana de calcita es muy común y puede ocurrir como concreciones carbonáticas, o como cemento temprano ocupando gran parte de la porosidad primaria intergranular (e.g., Morad, 1989; Olanipekun y Azmy, 2022). Sin embargo, la inestabilidad de los cementos carbonáticos en los distintos estadios de la diagénesis produce modificaciones en la composición y su frecuente disolución (Schmidt y McDonald, 1979; Morad, 1989; Olanipekun y Azmy, 2022; Luan et al., 2023).

Los cementos de carbonatos pueden precipitar en condiciones superficiales a bajas temperaturas, así como también a altas temperaturas en la diagénesis profunda (Morad, 1998; dos Anjos et al., 2000; Hendry et al., 2000; Vieira y De Ros, 2006). La formación de estos cementos no requiere mucho tiempo, registrándose arenas holocenas cementadas por aragonita y calcita de alto-Mg formadas en periodos de 10 a 1000 años (Vieira y De Ros, 2006). Otros cementos de dolomita ferrosa formados a 100°C han precipitado en menos de 35 años (Boles y Ramseyer, 1987).

Respecto a las fuentes de los iones, el calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}) proceden principalmente en el agua del mar de la disolución de granos esqueletales y en ambientes continentales de las aguas subterráneas por disolución de ciertos minerales, así como también, en suelos tipos caliche por precipitación en la zona vadosa.

El ion carbonato procede principalmente de la disolución del CO_2 de la atmósfera y suelos, de la descomposición de la materia orgánica y de la reducción de sulfatos. Tanto la precipitación como la disolución de carbonato puede tener lugar durante la diagénesis. El equilibrio del carbonato de calcio es expresado en la siguiente reacción:

$$H_2O + CO_2 \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^{-2} \leftrightarrow H^+ + CO_3^{-2}$$

$$H_2O + CO_2 + CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{-2}$$

La precipitación ocurre cuando la solubilidad del carbonato de calcio en las aguas porales disminuye en un sistema saturado de carbonato. La solubilidad puede disminuir como resultado de un aumento en la actividad (o concentración) de iones de calcio o bicarbonato, aumento de la temperatura o disminución de la concentración de CO_2.

En un sistema agua-poro que no está sujeto a un buffer externo, la solubilidad del carbonato de calcio depende principalmente de la pCO_2 y por lo tanto del pH. Si la pCO_2 disminuye, entonces el pH aumenta y causa la precipitación del carbonato y viceversa. Si,

en cambio, el sistema poro-agua se encuentra sujeta a un buffer externo, por ejemplo, a ácidos orgánicos, el pH dependerá de otros factores además de la pCO_2.

Otra condición necesaria para la precipitación del carbonato es la existencia de una fuente de iones bicarbonato.

La cementación temprana de carbonato pre-soterramiento ha sido sugerida para algunas areniscas depositadas en aguas de mar supersaturadas en carbonato. La aragonita o la calcita pueden ser formados como un tipo de matriz micrítica simultáneamente con la depositación de los granos silicoclásticos. Aunque algunos cementos carbonáticos se formen de esta manera, es decir, son cementos de origen penecontemporáneo, es difícil de asegurarlo. La mayoría de los cementos carbonáticos probablemente precipitan después del soterramiento.

Existen importantes cantidades de cemento carbonático en rocas de grano fino que son precipitadas en las zonas de reducción de sulfato por acción bacteriana y en la zona de fermentación o metanogénesis (Curtis y Coleman, 1986). Durante los estadios tempranos de la eodiagénesis, reacciones orgánicas como la oxidación y reducción de sulfato tienden a aumentar la concentración CO_2. Debido a que la presión del CO_2 es aumentada, entonces esas reacciones no resultan en la precipitación de carbonatos. Si los productos de la reacción son expelidos hacia las areniscas asociadas, causan disolución más que precipitación.

Así, los estadios tempranos de eodiagénesis son comúnmente dominados por los procesos de disolución. La precipitación de carbonato puede ocurrir solamente si durante la oxidación o reducción de sulfato ocurre una reacción paralela que consuma los iones de H^+ o produzca especies consumidoras de protón (Surdam et al., 1989, 1991).

La oxidación de materia orgánica con óxidos e hidróxidos de Fe o Mn son ejemplos de tales reacciones de oxidación (Curtis, 1987):

$$CH_2O + 2Fe_2O_3 + 3H_2O \rightarrow 4Fe_2^{+} + HCO_3^{-} + 7OH^{-}$$

o

$$CH_2O + 2MnO_2 + H_2O \rightarrow 2Mn^{2+} + HCO_3^{-} + 3OH^{-}$$

En la zona de reducción de sulfato, por ejemplo, la reacción de reducción (Curtis y Coleman, 1986) es:

$$15CH_2O + 2Fe_2O_3 + 8SO_4^{2-} \rightarrow 4FeS_2 + 7H_2O + 15HCO_3^{-} + OH^{-}$$

Esta reacción lleva a la precipitación de pirita y concentración de bicarbonato en aguas porales. Debido a que el Fe está ligado a la pirita, el cemento de dolomita o calcita de bajo Fe precipitará de las aguas porales, dependiendo de la concentración de Ca^{+2}, Mg^{+2} y SO_4^{-2} en las aguas. La calcita precipita desde las aguas porales marinas ricas en sulfato disuelto y la dolomita a partir de aguas empobrecidas en sulfato y enriquecidas en magnesio. La precipitación temprana de carbonatos ricos en Fe (siderita) parece que tiene lugar solamente en sedimentos depositados en ambientes de agua dulce con bajo contenido de sulfato y Fe^{+2} disponible.

El origen del cemento carbonático por los procesos arriba postulados puede ser indicado mediante el uso de análisis de isótopos del carbono. Los cementos de carbonato que se producen a través de procesos que involucran la oxidación o reducción de sulfato

por actividad bacteriana tendrán valores $\delta^{13}C$ tan bajos como –25‰ comparados con valores de cerca de 0‰ para los carbonatos de agua de mar normal (Curtis y Coleman, 1986; Morad, 1989).

Las reacciones que se desarrollaron arriba se aplican a la diagénesis de pelitas con materia orgánica pero también pueden extenderse a las areniscas asociadas. Ya que la compactación de las pelitas durante la diagénesis temprana puede expulsar las aguas porales de las pelitas hacia las areniscas suprayacentes y adyacentes y así afectar la diagénesis de las mismas.

Durante la mesodiagénesis, las reacciones de la materia orgánica pueden afectar también la cementación carbonática. Cuando el soterramiento alcanza la zona de la metanogénesis, la fermentación microbiana y la reducción de Fe pueden combinarse para causar la precipitación de carbonatos ricos en Fe (Fig. 13.4). Según Curtis (1987) este proceso de precipitación es representado por:

$$7CH_2O + 2Fe_2O_3 \rightarrow \quad C_3H_4 + 4FeCO_3 + H_2O$$

El carbonato de hierro (siderita: $FeCO_3$) producido por este proceso puede tener un característico rango de $\delta^{13}C$ desde –3‰ a +10 ‰ (Curtis y Coleman, 1986). Los ácidos orgánicos formados por ruptura del kerógeno pueden predominar en las aguas porales con temperaturas de soterramiento de entre los 80°C y quizás 160°C. Estos ácidos orgánicos actúan como un buffer externo y controlan el pH de las aguas porales. Bajo estas condiciones, aumenta la ΣCO_2 debido a las reacciones de decarboxilación que incrementan la actividad (concentración) de especies de carbonatos en las aguas porales. De esta manera, la precipitación de carbonatos de hierro puede ocurrir a temperaturas de entre 120-160°C mientras continua la decarboxilación hasta destruir los ácidos orgánicos y mientras el pH está aún controlado por un buffer externo. Los carbonatos formados como resultado de los procesos de decarboxilación tienden a tener valores bajos de $\delta^{13}C$ (Fig. 13.5, Morad et al., 1990). De esta manera, un episodio de precipitación de siderita o ankerita puede ocurrir dentro de este rango de temperaturas antes que la decarboxilación destruya todos los ácidos orgánicos y el sistema nuevamente comience a estar controlado por un buffer interno.

En la Figura 13.5 se resumen las principales zonas geoquímicas de las interacciones inorgánica-orgánicas encontradas durante el soterramiento progresivo de sedimentos marinos y continentales en varios ambientes. La siderita magnésica y la magnesita ferrosa son los carbonatos ferrosos más típicos en la diagénesis a elevadas temperaturas (Fig. 13.5). La poca oxigenación o las aguas estancadas son factores que controlan la anoxia de las aguas del fondo y en los sedimentos por debajo de la interfase en un ambiente marino abierto o semi-cerrado (izquierda) y en cuencas lacustres (derecha).

El alto contenido de materia orgánica en sedimentos marinos abiertos puede llevar a composiciones de agua poral subóxica por debajo de la interfase sedimento-agua. La surgencia de aguas ricas en nutrientes causa un aumento en la productividad primaria y un incremento del contenido de materia orgánica más alta en los sedimentos del fondo. Sin embargo, algo de la materia orgánica puede ser derivada también del continente. Por otra parte, condiciones no sulfídicas anóxicas en aguas porales inmediatamente por

debajo de la interfase sedimento-agua en ambientes lacustres puede ser aumentado por una rápida tasa de acumulación de materia orgánica (Fig. 13.5).

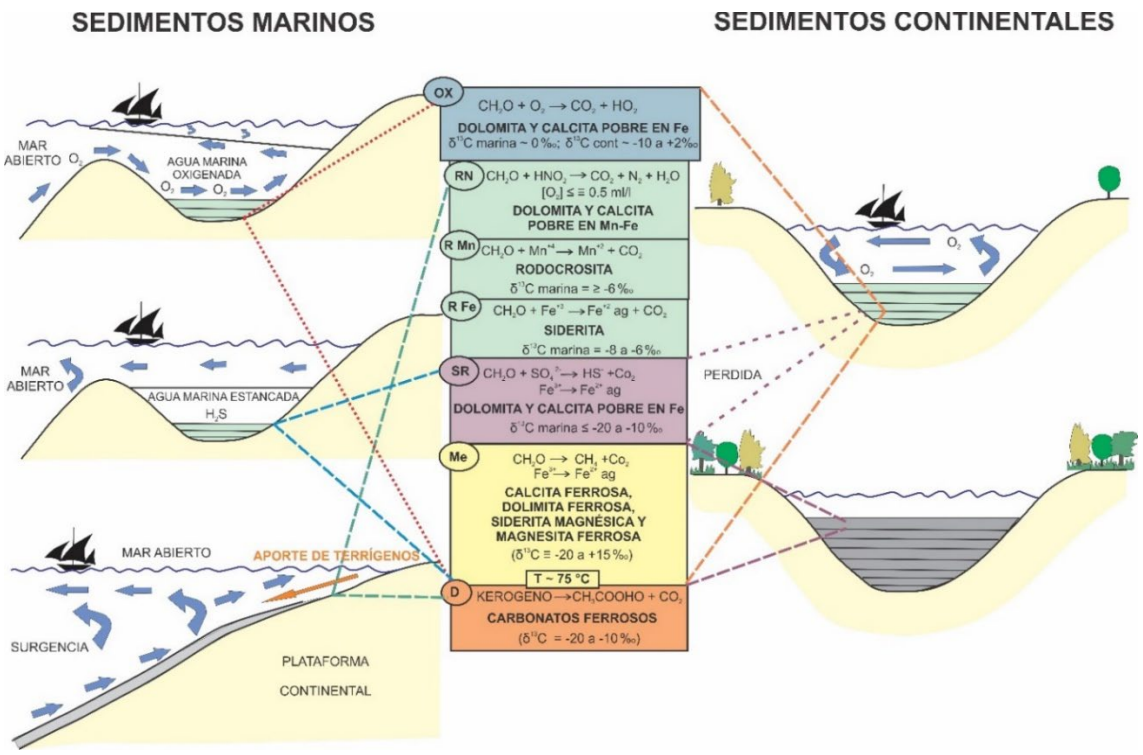


Figura 13.5. Esquema de las zonas geoquímicas de las interacciones inorgánica-orgánicas encontradas durante el soterramiento progresivo de sedimentos marinos y continentales en varios ambientes. **Z**onas: óxica (OX); subóxica con subzonas de reducción de nitrato (RN), manganeso (RMn) y hierro (RFe); reducción de sulfato bacterial (SR), metanogénesis microbial (Me) y descarboxilación termal de materia orgánica (D). Las reacciones químicas no están balanceadas y no se muestra los reactivos y productos. Se indican los carbonatos autigénicos característicos de cada zona y sus valores de $\delta^{13}C_{PDB}$. Modificado de Morad (1998).

El cemento de calcita puede formarse en cualquier profundidad o temperatura dentro del ámbito de la diagénesis dadas las condiciones geoquímicas favorables (Boles 1998, Morad, 1998; Anjos et al., 2000; Taylor, 2023). De acuerdo con las características petrográficas se puede, en muchos casos, establecer el momento relativo de la cementación de calcita. El cemento de calcita que rellena los poros asociada con un empaquetamiento suelto de granos de arena y altos valores de IGV (volumen intergranular, ~33–45%) indica precipitación sindepositacional, o a poca profundidad, antes de una compactación mecánica significativa durante la eodiagénesis temprana (Fig. 13.6). Las texturas reconocidas en esta zona son las granulares o en mosaicos isopáquicos a blocosos o texturas poikilíticas. En general, las proporciones de isótopos de oxígeno de dichos cementos concuerdan mayormente con una precipitación a bajas temperaturas (~30°–60°C) de aguas marinas o mixtas marino-meteóricas (Taylor y Soule, 1993; Boles, 1998; Rahman y Worden, 2016). Los valores de $\delta^{13}C$ suelen ser decididamente negativos, lo que indica fuentes de carbono relacionadas con la descomposición microbiana de materia orgánica mezclada con cantidades variables de bicarbonato marino. La presencia

de inclusiones fluidas monofásicas en dichos cementos es consistente con orígenes de baja temperatura.

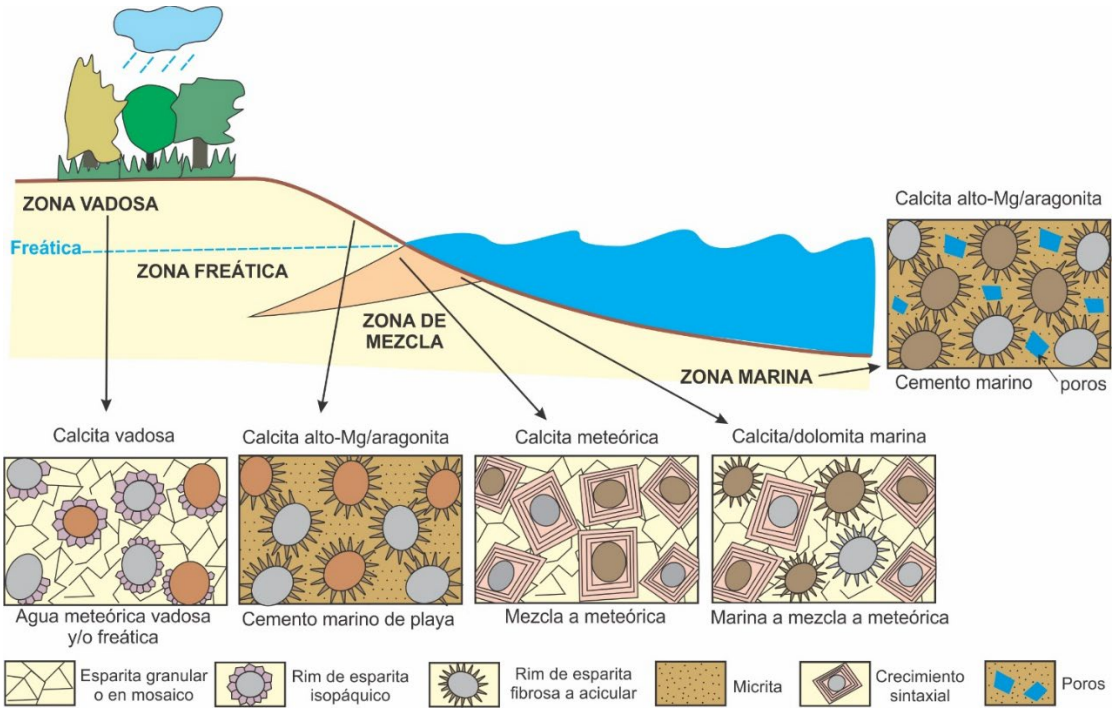


Figura 13.6. Esquema de los principales ambientes diagenéticos donde se forman los cementos carbonáticos y sus texturas características. Compilado y modificado de Morad (1998).

En los ambientes continentales, los cementos de carbonatos pueden formarse como horizontes cementados relativamente delgados en la superficie terrestre, o cerca de ella, durante la eodiagénesis temprana jugando para ello un rol importante el ambiente depositacional y el clima. Dos de las formas más frecuentes son los calcretes (o caliches) y dolocretes (Wright, 2007). El origen de los calcretes pueden ser pedogénico o estar relacionados con cambios en el nivel freático (calcretes freáticos, Fig. 13.7). En algunos casos, pueden tener un origen mixto. Los calcretes pueden desarrollarse en condiciones climáticas desde húmedas cálidas, áridas a semiáridas, con baja lluvia estacional y alta evaporación, hasta en regiones de climas húmedos y fríos (Goudie, 1983; Wright, 1990; Alonso-Zarza, 2010).

Los calcretes de climas áridos se pueden formar en distintos sectores del piedemonte, en los márgenes de canales fluviales o asociados a lagos someros, entre otros. En general, los calcretes asociados a los piedemontes se caracterizan por estar compuestos por calcita. Debido a la mayor evaporación en estos ambientes, disminuye la relación de Ca/Mg favoreciendo la precipitación primero de calcita de alto Mg y luego de dolomita dando lugar a la formación de dolocretes (Fig. 13.8). También, la dolomita puede precipitar tempranamente en lagos efímeros/*playa lake* donde las aguas subterráneas someras salinas ricas en Mg propician su precipitación cerca de la superficie a temperaturas entre 20 y 60°C. El origen de estas dolomitas es confirmado por los valores isotópicos de $\delta\,^{18}O$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ que indican su formación a partir de aguas meteóricas continentales

concentradas por evaporación (Amthor y Okkerman, 1998). Estas areniscas con importante cemento de dolomita, formado durante la diagénesis temprana, suelen tener valores IGV de 35 a 45%, lo que indica su formación antes de una compactación mecánica significativa. En estos ambientes, al incrementarse la evaporación y pérdida de CO_2, se produce la pérdida del ión carbonato y favorece la precipitación de sulfatos y arcillas autigénicas ricas en Mg (por ejemplo, sepiolita y palygorskita; Pimentel, 2002), dando lugar a la formación de costras de yeso o gypcretes (Fig. 13.8).

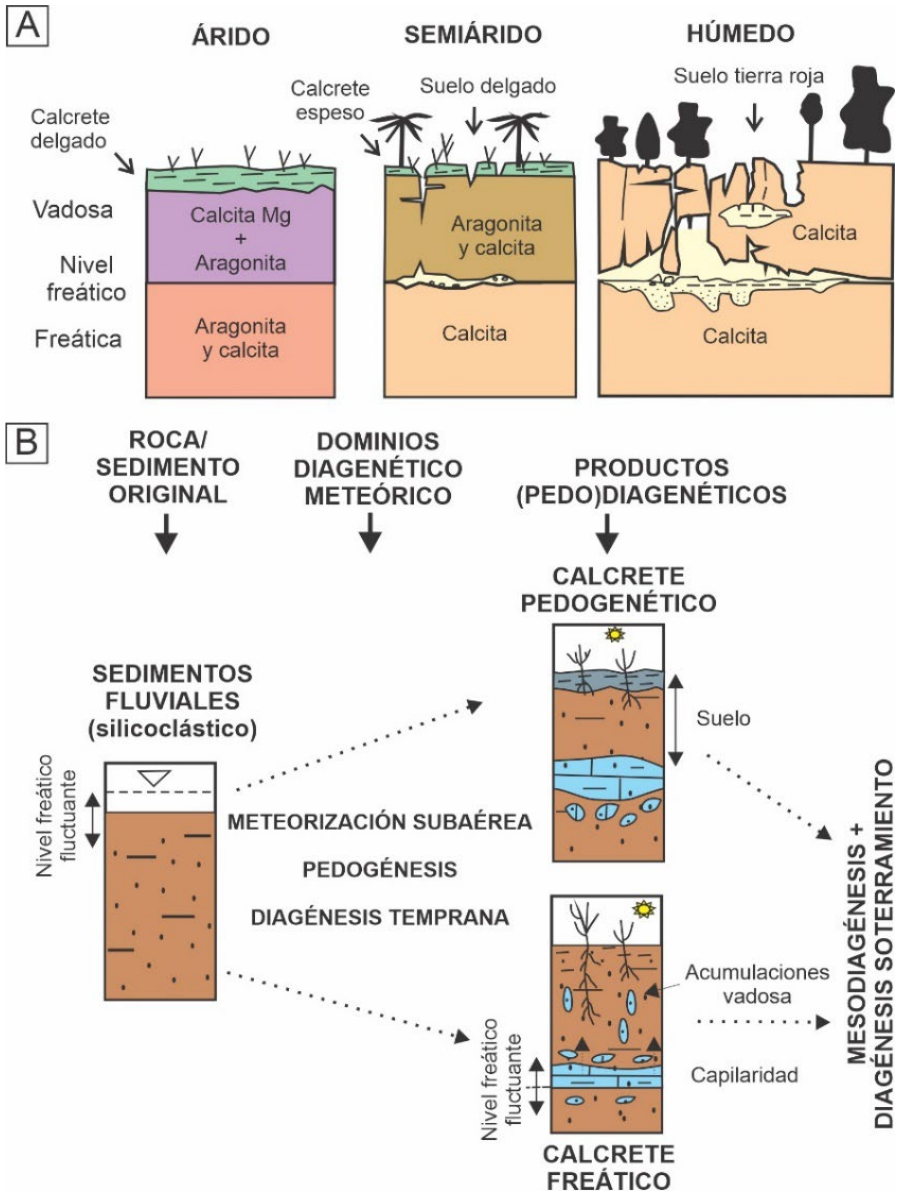


Figura 13.7. A. Esquema de formación de calcretes de acuerdo con los distintos climas, ambientes diagenéticos y tipos de carbonatos asociados; B. Tipos de calcretes (pedogénicos y freáticos) y su relación con las etapas diagenéticas. Modificado de James y Choquette (1984).

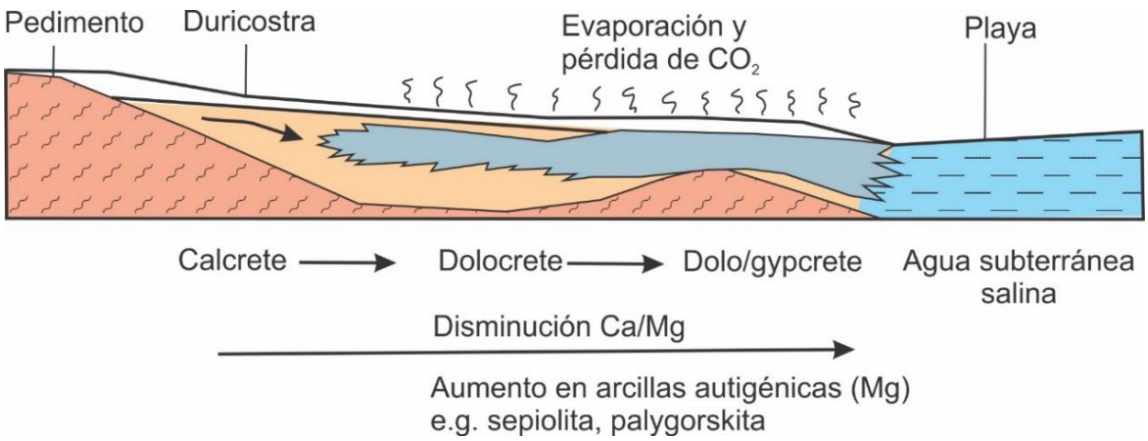


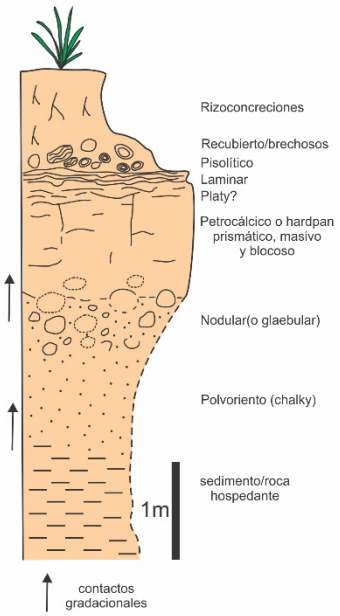
Figura 13.8. Esquema de la evolución de las aguas subterráneas y su relación con los precipitados en ambientes aluviales áridos a semiáridos. Modificado de Wright (2007).

Los calcretes de clima húmedo y frío están formados por calcita y, en general, se encuentran relacionados a la presencia de clastos de carbonato asociados a la actividad biológica desarrollada por debajo de la cobertura boscosa (Morad, 1998). También hay calcretes formados en suelos polares secos por congelamiento (Bunting y Christensen, 1980; Morad, 1998).

En general, en los calcretes se reconocen distintos niveles u horizontes que son simplificados en el perfil esquemático de la figura 13.9. Entre los principales, se encuentran niveles con rizoconcreciones o pedotúbulos, niveles con partículas brechosas y recubiertas, horizontes laminares, *platy*, prismáticos y pisolíticos, y pulverulentos o *chalky*. Las características más importantes de cada uno de estos horizontes son resumidas en la Figura 13.9. Estos rasgos macromorfológicos pueden ser reconocidos en ambos tipos de calcretes, con excepción de los horizontes prismáticos y pisolíticos que están aparentemente ausentes en los calcretes freáticos.

Un rasgo importante de los calcretes es la composición isotópica de los carbonatos ya que resulta sumamente útil para inferir condiciones paleoambientales y paleoclimáticas (Wright, 1990; Wright y Tucker, 1991; Mack et al., 1991; Morad, 1998; Alonso-Zarza, 2010)**.**

Respecto a la composición isotópica de los carbonatos, recientemente, se está empleando una técnica que consiste en el análisis de isótopos agrupados (*clumped-isotope*). Este método de paleotermometría en desarrollo se utiliza para estimar las temperaturas de cristalización de minerales de carbonato. La técnica se basa en la dependencia de la temperatura de la abundancia relativa y la distribución de isótopos específicos de C y O dentro de la molécula de CO_2 (Ghosh et al., 2006; Huntington et al., 2011; Huntington y Petersen, 2023). Este método permite registrar episodios diagenéticos de precipitación y recristalización de cementos de carbonatos a temperaturas menores a 250 °C. Cuando se combina con el análisis estándar de $\delta^{18}O$ de un mineral carbonático, las temperaturas de los isótopos agrupados permiten calcular el $\delta^{18}O$ para la solución acuosa antigua a partir de la cual se formó el mineral. Dado el tamaño de muestra requerida (6–8 mg), este tipo de termometría no permite un micromuestreo preciso de cristales zonados microscópicamente o de distintas fases de carbonato mezcladas (Taylor et al., 2022).



Suelos calcáreos	Suelo muy débilmente cementado o no cementado con pequeñas acumulaciones de carbonato como revestimientos de granos, parches de carbonato en polvo que incluyen calcita en forma de agujas, fracturas rellenas de carbonato y pequeños nódulos.
Suelos calcificados	Suelo friable a firmemente cementado con nódulos dispersos; 10–50% de carbonato.
Calcáreo (*chalky*) o polvoriento	Polvo fino y suelto de carbonato de calcio (micrita o microesparita) como un cuerpo continuo con poco o ningún desarrollo de nódulos, con granos de silicato grabados, peloides y microestructuras relacionadas con raíces y hongos. Zona de transición desde el suelo calcáreo a horizontes nodulares.
Pedotúbulos o rizoconcreciones	Carbonato secundario como incrustaciones o calcificaciones de raíces, o alrededor de perforaciones, teniendo una estructura predominantemente vertical.
Nodular	Concreciones, esféricas hasta alargadas, blandas a muy endurecidas de carbonato o material huésped cementado. Con límites graduales a netos e internamente uniformes o con láminas concéntricas, grietas o venas septarias. Son de micrita o microesparita.
Panal	Coalescencia parcial de nódulos con áreas intersticiales más blandas que produce un efecto similar al de un panal.
Moteado	Moteados irregulares de carbonato típicamente micrítico que ha cementado y reemplazado los granos originales en el sedimento/roca huésped.
Capa dura (hardpan) o masiva	Capa endurecida (petrocálcica) con forma de lámina, normalmente con límite superior neto y base gradual que forma un calcrete calcáreo o nodular. También puede ser en bloques o prismática. E= >1 m en calcretes pedogénicos y >>1 m en calcretes freáticos.
En placas (*platy*)	Placas tabulares u onduladas, de 1-10´s de cm de diámetro, comúnmente sobre capas duras o calcáreas. Pueden presentar una laminación gruesa. Algunas son esteras de raíces calcificadas fragmentadas. Se distingue del calcrete laminar brechoso por la falta de laminaciones fuertes.
Laminar	Carbonato laminado de escala milimétrica. Algunas formas son de color oscuro. Se encuentran sobre capas duras, pero también pueden estar dentro de capas calcáreas o en el sedimento hospedante. Pueden estar intercaladas con calcretes pisolíticos a escala centimétrica. Tienen solo unos pocos centímetros de espesor, pero algunas formas pueden alcanzar los 2 m y tener forma de domo. Su origen es poligenético.
Stringer	Relacionadas con calcretes laminares, pero no todas las formas están bien laminadas. Son láminas de carbonato, de pocos centímetros de espesor, subverticales a subhorizontales, que penetran en sedimentos hospedantes ricos en carbonato. Relacionadas con las esteras de raíces. Pueden presentarse de forma individual o en múltiples niveles y con orientaciones variadas, extendiéndose por metros y pueden cruzarse entre sí.
Pisolítico	Granos recubiertos de tamaño milimétrico a centímetro en capas generalmente micríticas, de solo unos pocos centímetros pero hasta metros de espesor en las bases de las pendientes. Son comunes en sedimentos de grano grueso. Suelen aparecer sobre calcretes laminares.
Brehoso o conlomerádico	Capas duras u otras formas alteradas, con fracturas debido a procesos mecánicos y levantamientos de raíces y árboles.

Figura 13.9. Esquema idealizado de un calcrete indicando los principales niveles u horizontes. Resumen de las principales características de los distintos horizontes reconocidos en los calcretes. Compilado y modificado de Wright (2007).

CEMENTOS CARBONÁTICOS Y POROSIDAD SECUNDARIA

Como los cementos carbonáticos son abundantes en las areniscas y muy reactivos a los procesos diagenéticos, resulta importante analizarlos para entender su rol en la generación de porosidad secundaria y en la calidad de reservorio (Morad, 1998; Xiong et al., 2016; Worden et al., 2019; Yuan et al., 2019). Durante las distintas etapas de la diagénesis los cementos de carbonato resultan inestables cambiando su composición como también sufriendo disolución. La disolución de estos cementos y la creación de porosidad secundaria puede ocurrir durante la eodiagénesis, la telodiagénesis o durante el soterramiento progresivo (mesodiagénesis) debido a la interacción con fluidos porales subsaturados (Schmidt y McDonald, 1979; Morad, 1989; Olanipekun y Azmy, 2022; Luan et al., 2023). Para su reconocimiento es importante observar rasgos texturales de disolución parcial y corrosión en las secciones delgadas (Figura 13.10) y en el microscopio electrónico (Schmidt y McDonald, 1979; Burley y Kantorowicz, 1986). Algunos criterios incluyen la presencia de poros de gran tamaño (*oversized*) formados por la disolución de cemento de carbonato que reemplazan granos, sin embargo, hay que tener en cuenta que no sean producto de disolución de bioclastos o intraclastos carbonáticos; cementos de carbonato parcialmente disueltos con contornos de cristales no euhedrales y

carbonatos que reemplazan granos rodeados de poros abiertos (Schmidt y McDonald, 1979; Morad, 1989). La disolución del cemento de calcita (Fig. 13.10) es más generalizada que la de dolomita, ankerita y siderita que son menos solubles.

En general, la porosidad secundaria por disolución de cementos que mejora la porosidad intergranular primaria es difícil de reconocer. Estudios con microscopía electrónica pueden permitir determinarla. Por ejemplo, la presencia de caras irregulares de cristales no euhedrales de carbonatos autigénicos, bordeando el espacio de poros abiertos, puede indicar disolución parcial y sugerir la recuperación de cierta cantidad de porosidad intergranular (Burley y Kantorowicz, 1986; Taylor et al., 2022). La dificultad radica en determinar su importancia volumétrica (Taylor et al., 2022).

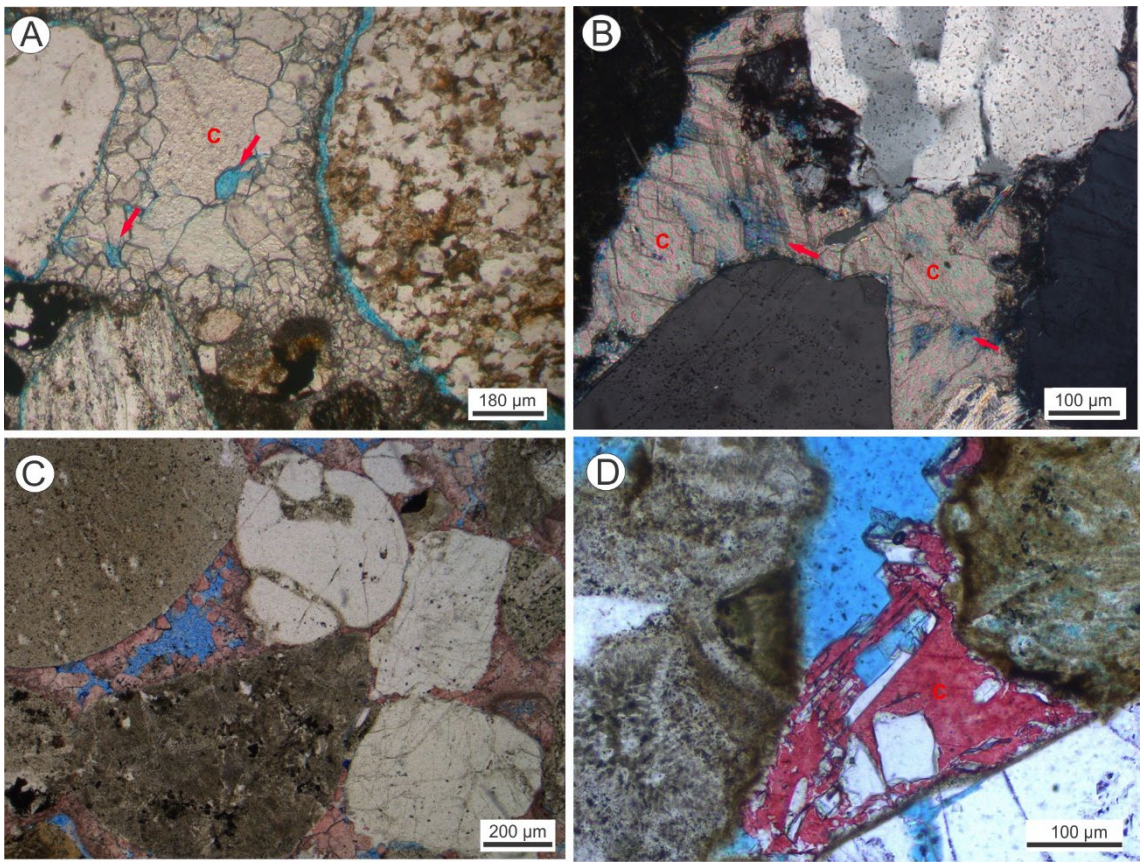


Figura 13.10. Ejemplos de porosidad secundaria (flechas rojas) por disolución parcial de cemento intergranular de calcita. Nótese que en C y D las muestra se encuentran teñidas de rosa indicando que es calcita. Todas las imágenes en nicoles paralelos, salvo B en nicoles cruzados.

La disolución posterior a la compactación de los cementos de calcita temprana en reservorios de areniscas puede proporcionar un volumen de espacio poral significativo (porosidad secundaria) para las acumulaciones de hidrocarburos (Schmidt y McDonald, 1979; Luan et al., 2023). Sin embargo, para algunos autores su importancia es discutible (Taylor, 1990; Yuan et al., 2019; Taylor et al., 2022). En general, la mayor solubilidad de los minerales de carbonato, en comparación con los silicatos, sugiere que la porosidad secundaria podría formarse más fácilmente sin la precipitación de subproductos (e.g., minerales de arcilla) que afectan negativamente la permeabilidad. No obstante, la disolución de carbonato está sujeta a restricciones de equilibrio dominado por el balance de masa y roca, similares a las de la disolución del feldespato. Las aguas intersticiales se

equilibran relativamente rápido con los minerales de carbonato en el subsuelo. Dentro de un volumen de roca dado, la cantidad de minerales de carbonato sólido que pueden ser disueltos por el fluido poral es necesariamente pequeña, dadas las porosidades típicas de las areniscas. Por lo tanto, la eliminación de una cantidad suficientemente grande de material de carbonato, como para afectar significativamente la calidad del reservorio, requiere un flujo de fluido para reponer el sistema con soluciones subsaturadas. Sin embargo, dado que las tasas de flujo de fluidos en ambientes profundos son extremadamente limitadas, no es probable que el incremento de la porosidad por disolución de cementos de carbonato sea algo tan común (Yuan et al., 2019; Taylor et al., 2022).

A pesar de lo mencionado, se cree que la disolución de carbonatos puede desempeñar un papel importante en la mejora de la calidad de yacimiento como ocurre en Corsair Trend (costa afuera de Texas). En este caso, las areniscas del Mioceno medio, profundamente soterradas, con frecuencia están cementadas con calcita afectando, en ocasiones significativamente, la calidad de reservorio (Vogler y Robison, 1987; Taylor, 1990). Sin embargo, en unos pocos lugares se encuentran areniscas gruesas con porosidades inusualmente altas, siendo notables las del Campo Picaroon las cuales se encuentran asociadas a un sistema de falla con circulación de fluidos profundos calientes (Bloch et al., 2002; Taylor et al., 2010; Yuan et al., 2019). Las porosidades en este campo son anómalas (20%–29%) si se las analiza en un gráfico de porosidad versus profundidad comparadas con el resto de las areniscas del Mioceno de la región, mostrando en promedio entre un 4 y un 6 % más de porosidad (Taylor et al., 2010; 2022). En el estudio petrográfico se ha observado disolución parcial del cemento de calcita que rellena los poros y de los granos de carbonato detrítico en estas rocas (Taylor, 1990). La disolución de carbonato desempeñó un papel importante en la contribución a las porosidades anómalas, muy probablemente relacionada al aporte de flujos fluidos calientes a través de sistemas de fallas (Taylor et al., 2010; Yuan et al., 2019).

Otro ejemplo son las areniscas Ti-3 de la Cuenca Flemish Pass (Jurásico superior, Canadá) que muestran una cementación carbonática temprana que bloqueó un volumen significativo del espacio poral primario (Xiong et al., 2016). A pesar de ello, los fluidos ácidos generados por la maduración de la materia orgánica durante el soterramiento, resultaron en una disolución significativa de los cementos de calcita y el desarrollo de una alta porosidad secundaria de hasta un 28% en algunos horizontes, particularmente aquellos asociados con bancos de lutitas limosas ricas en materia orgánica (Xiong et al., 2016).

Otros casos con evidencias petrográficas convincentes sobre importante disolución de cementos de carbonatos en areniscas se encuentran relacionados con agua dulce meteórica durante la eodiagénesis y telodiagénesis (e.g., Cavazza et al., 2009; Poursoltani y Gibling, 2011; Yuan et al., 2017). Cavazza et al. (2009) proporcionaron un ejemplo de las areniscas cuaternarias que conforman terrazas marinas donde la disolución del cemento de carbonato fue el resultado de la lixiviación de las aguas meteóricas durante el período de caída del nivel del mar.

En función de lo mencionado previamente, es importante analizar cuidadosamente cada caso teniendo en cuenta el contexto geológico, para poder establecer si la disolución mesogenética de los cementos de carbonato produce un aumento neto significativo en la

porosidad secundaria y, por lo tanto, permite predecir la calidad de reservorio de las areniscas.

SULFATOS Y HALUROS

Los principales sulfatos que actúan como cementos en las areniscas son el yeso y la anhidrita, con mucha menor participación de baritina y raramente glauberita y celestina. Muestran composición química sencilla en la que el anión sulfato se combina con metales alcalinotérreos, sólo incluyendo el Na (grupo de metales alcalinos) en el caso de la glauberita. De la misma forma, la mayoría precipita en el sistema ortorrómbico, con la excepción de los que incorporan moléculas de agua en su composición (yeso) o Na (glauberita). En la Tabla 13.3 se resumen sus características principales.

PRINCIPALES CEMENTOS DE SULFATOS Y HALUROS			
Mineral	*Composición Química*	*Sistema Cristalino*	*Observaciones*
Yeso	$SO_4Ca.2H_2O$	Monoclínico	Característica baja birrefringencia, desde texturas poikilotópicas hasta microgranosas
Anhidrita	SO_4Ca	Ortorrómbico	Colores de birrefringencia moderados a altos, clivaje bien marcado y texturas poikilotópicas hasta microgranosas
Baritina	SO_4Ba	Ortorrómbico	Forman una serie isomorfa, como el yeso muy baja birrefringencia y en ocasiones agregados fibrosos
Celestina	SO_4Sr	Ortorrómbico	
Halita	ClNa	Cúbico	Cristales isótropos cúbicos, principalmente como cemento de oclusión

Tabla 13.3. Principales cementos de sulfatos y haluros en areniscas.

Debido a la alta solubilidad de los sulfatos y cloruros (especialmente de la anhidrita y la halita) la confección de las secciones delgadas de rocas no puede seguir las técnicas de rutina, ya que es necesario anular o minimizar la utilización de agua durante la preparación delgada. Para ello, tanto durante la operación de corte como de desbaste pueden utilizarse lubricantes como aceites, solventes no polares, algunos hidrocarburos o mezclas de glicerina con un estabilizante. Si bien estas técnicas son comúnmente aplicadas en los estudios de secciones evaporíticas, no lo son durante la preparación de secciones delgadas de areniscas, porque a priori se desconoce la presencia de cementos altamente solubles. Es por lo tanto posible que la importancia de los sulfatos y los cloruros como cementos se encuentre un tanto subestimada, especialmente en el caso de secuencias arenosas que gradan vertical o lateralmente a evaporitas.

DESCRIPCIÓN DE LOS CEMENTOS

El cemento de yeso se forma en condiciones superficiales bajo climas áridos como un resultado de la saturación del agua poral en sulfato de calcio, lo que en algunos casos lleva a la formación de horizontes endurecidos en superficie denominados *gypcretes*. Por lo general, estos niveles se encuentran enteramente compuestos de yeso, ocasionalmente asociados a otras evaporitas como la halita, pero con alguna frecuencia, sobre todo en sectores marginales de las planicies arenosas de lagos de playa (playa-lake), se produce una transición de las facies evaporíticas a las silicoclásticas. En estos casos areniscas compuestas por clastos de cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos, o incluso intraformacionales de composición evaporítica, son cementados por yeso exhibiendo distintas texturas. El término yesoarenita ha sido aplicado en algunos casos para la transición entre rocas evaporíticas y silicoclásticas, sin embargo, es importante destacar que el término yesoarenita (*gypsarenites*) se aplica estrictamente a aquellas arenitas intracuencales dominadas por fragmentos de yeso formados en el mismo ciclo sedimentario (véase Capítulo 6).

Desde el punto de vista petrográfico existen cuatro tipos dominantes de texturas de cementos de yeso y anhidrita en areniscas: microcristalina, fibrosa, en mosaico y poikilítica (Figs. 13.11 y 13.12).

La textura microcristalina para el yeso y la anhidrita caracteriza aquellos cementos formados por cristales de diámetro entre 10 y 50 micrones (Fig. 13.11; Aref, 2003). Los mismos se disponen en una densa trama compuesta por intercrecimientos irregulares de cristales anhedrales dentro del espacio intergranular. Con frecuencia, el cemento microcristalino muestra distintos grados de disolución, formando una compleja red de porosidad secundaria intercristalina compuesta por micro y criptoporos. Aunque debido a su pequeño diámetro, el yeso y la anhidrita no parecen exhibir formas cristalinas bajo microscopio petrográfico, observados al microscopio electrónico de barrido es común la yuxtaposición de cristales de formas prismáticas o tabulares que reproducen parcialmente la forma cristalina monoclínica del yeso u ortorrómbica de la anhidrita (Fig. 13.13).

En otros casos, cristales de yeso, anhidrita, baritina y celestina pueden formar cementos compuestos de agregados fibrosos (Figs. 13.11 y 13.12), por lo general con orientación subparalela de los ejes mayores y menos frecuentemente con disposición radial (hasta esferulítica). Por lo general la longitud de las fibras varía entre varias decenas y pocas centenas de micrones proyectándose hacia el interior del espacio poral, donde en algunos casos se interfieren formando bordes de compromiso (Fig. 13.12).

Los cementos en mosaicos y los poikilotópicos son los de más fácil reconocimiento y caracterización, siendo más frecuentes en el yeso y la anhidrita que en el resto de los sulfatos (Figs. 13.11 y 13.12; Sullivan et al., 1994; Ulmer-Scholle et al., 2014; Elias et al., 2014). Mientras que los agregados en mosaico consisten en varios cristales de desarrollo más o menos equidimensional que rellenan el espacio poral, los poikilotópicos corresponden a grandes cristales, por lo general mayores a 2000 micrones de diámetro, dentro de los cuales quedan comprendidos clastos de arena desarrollando una fábrica flotante de granos en cemento (Fig. 13.11, Dworkin y Land, 1994; Elias et al., 2014).

En el caso de los cementos poikilíticos es necesario reconocer dos tipos principales, por un lado, aquellos donde se observan fábricas abiertas y desplazantes de granos,

contactos flotantes entre clastos y no hay evidencias de disolución o importante corrosión de granos previa a la formación del cemento (Fig. 13.11D). Se asume que este tipo de cementos es en general formado sobre la superficie depositacional antes que un ligero sepultamiento inhiba la capacidad de la fuerza de precipitación del cemento para desplazar clastos. El segundo tipo corresponde a cementos poikilíticos con una fábrica algo más cerrada, en las que prevalecen los contactos entre granos tangenciales o rectos sin evidencias de desplazamiento de clastos (Fig. 13.11A). A lo señalado se suma el desarrollo de porosidad secundaria previa a la precipitación de los sulfatos evidenciada por la corrosión de bordes de granos y reemplazos. Este tipo de cementos de anhidrita o yeso indica etapas más evolucionada de la diagénesis que abarcarían desde el límite eo-mesodiagénesis hasta la telogénesis (Elias et al., 2014).

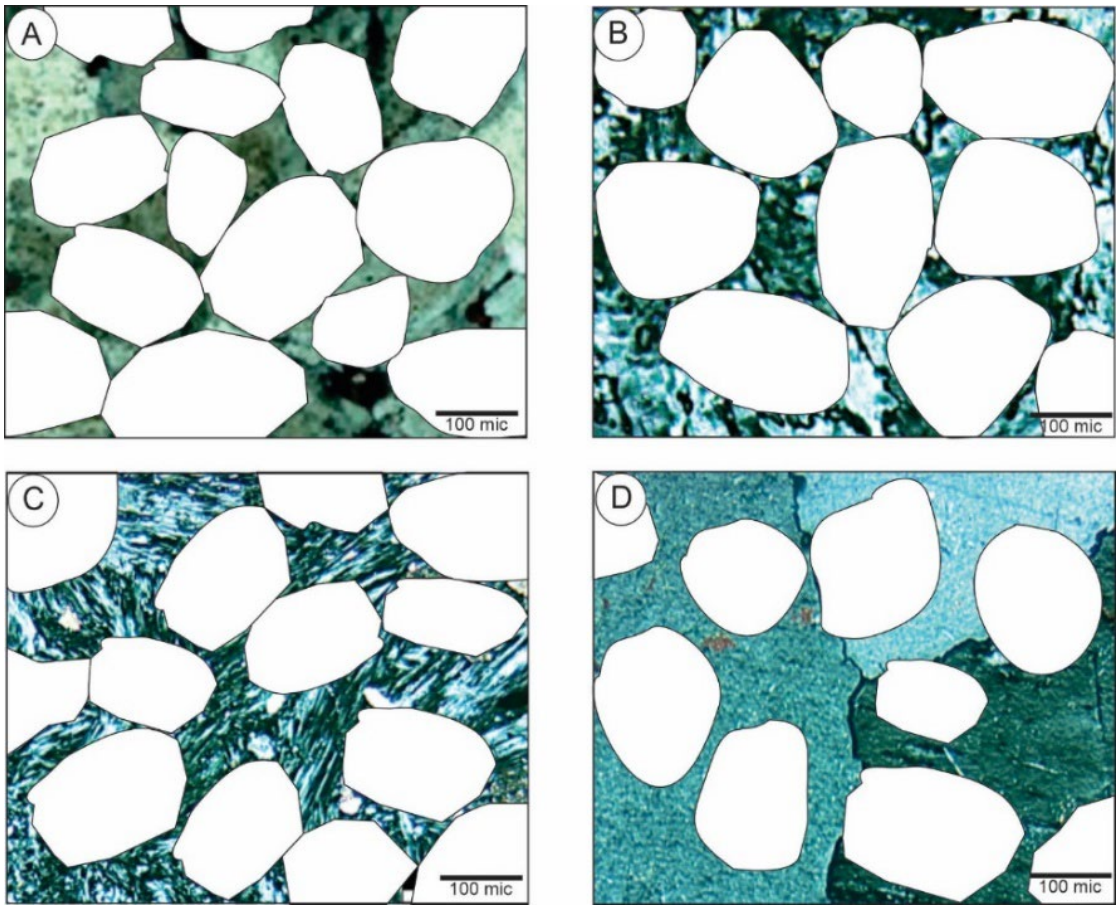


Figura 13.11. Representación esquemática de las principales texturas de cemento de yeso y anhidrita comúnmente identificadas en areniscas. La escala es aproximada sólo para dar una idea del tamaño de los cristales.

En lo que respecta a la separación del yeso y la anhidrita bajo microscopio petrográfico, si bien ambos son traslúcidos, desarrollan clivaje perceptible con nicoles paralelos y pueden aparecer maclados, existen algunas diferencias que permiten su identificación. Probablemente, una de las más importantes sea su color de birrefringencia, mientras que el yeso muestra una baja birrefringencia gris clara de primer orden (de alguna manera similar a la del cuarzo), la anhidrita muestra colores de birrefringencia mucho más altos, frecuentemente verde desde intenso a pálido hasta amarillo. Debe

tenerse precaución porque el color de birrefringencia de la anhidrita depende no sólo de la orientación cristalográfica, sino también fuertemente del grosor de la sección delgada.

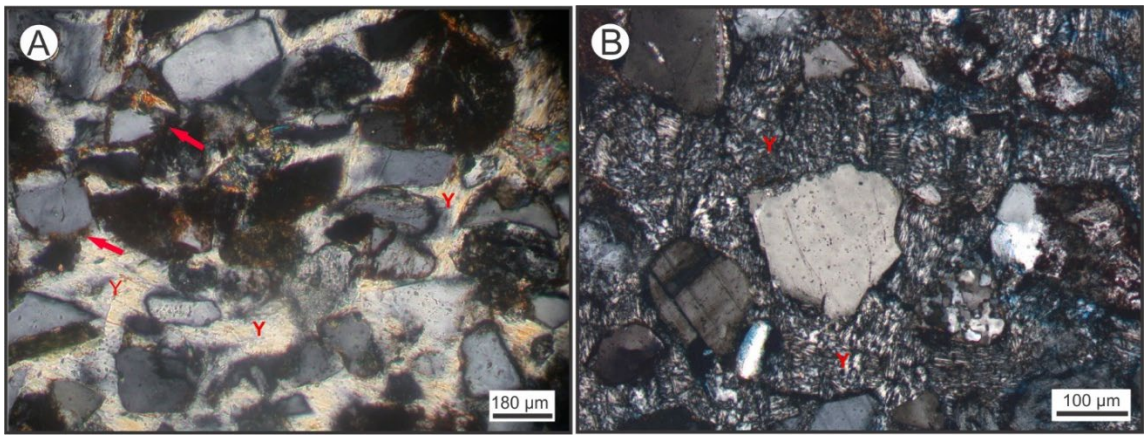


Figura 13.12. Ejemplos de texturas de yeso (Y) en areniscas neógenas de la Formación Toro Negro. A: Textura poikilítica homogénea asociada con pátinas de óxidos de hierro (flechas); B. Yeso con textura fibrosa, en ocasiones, en chevron. Nótese la disolución parcial del cemento de yeso. Nicoles cruzados.

Otra diferencia resulta del clivaje, la anhidrita exhibe en general un mejor desarrollo del clivaje, pudiéndose apreciar, si la orientación es adecuada, un clivaje bien marcado en dos direcciones. Por otro lado, y teniendo en cuenta su diferente sistema cristalino, el empleo del microscopio electrónico de barrido puede ser de gran ayuda para la separación de anhidrita y yeso. La Figura 13.13 muestra las principales diferencias. La anhidrita exhibe un hábito prismático ancho con clivaje bien definido en dos direcciones que refleja su configuración ortorrómbica, lo que contrasta con la forma algo más achatada de los cristales de yeso que exteriorizan su simetría monoclínica.

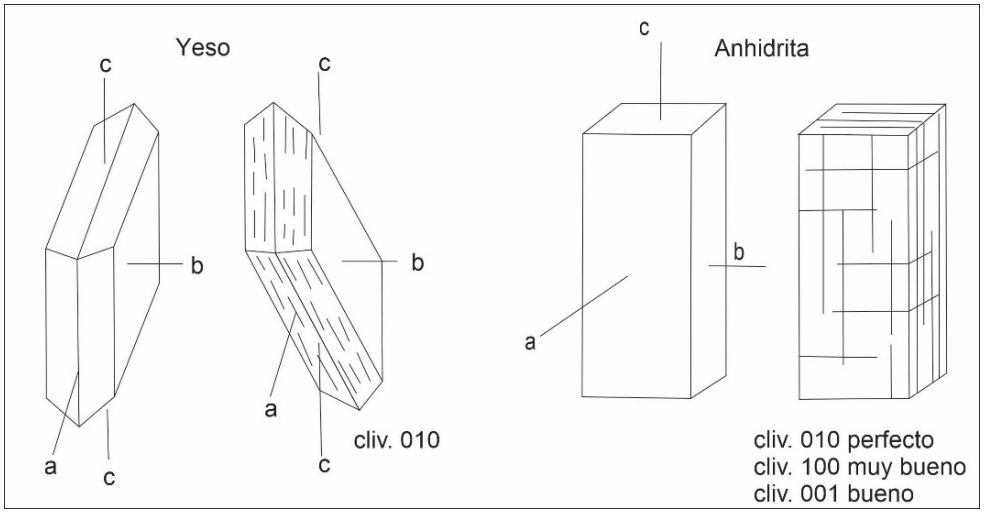


Figura 13.13. Hábitos cristalográficos del yeso y la anhidrita mostrando las direcciones de clivaje.

La baritina, por su parte, es sensiblemente menos común que el yeso y la anhidrita, su apariencia como cemento en las areniscas puede variar significativamente desde agregados microcristalinos masivos, formar cristales elongados de mayor tamaño, o en

otros casos, configuraciones en mosaico, ocluyendo el espacio poral. El desarrollo de cristales de hábito plumoso de baritina también ha sido reportado, pero menos frecuentemente.

A las texturas hasta aquí descriptas debería agregarse la existencia de cristales (o agregados de cristales) aislados de yeso, también descriptos como parches de yeso o micronódulos, los que pueden variar desde cientos de micrones hasta varios centímetros. Es común que estas concentraciones de yeso se distribuyan dentro de una arenisca cementada por otros minerales (frecuentemente carbonatos), internamente pueden estar formadas por un único cristal de yeso o anhidrita, o bien un agregado de varios cristales con textura en mosaico.

La baritina como el yeso, y a diferencia de la anhidrita, muestra colores bajos de birrefringencia (algo más alto la baritina), mayormente grisáceos y exhibe clivaje en al menos una dirección. Estas características hacen que frecuentemente la baritina sea confundida con el yeso, sin embargo, cuando es posible medir el ángulo de extinción, una diferencia es que la baritina tiene extinción recta mientras que en el yeso el ángulo de extinción es mayor.

En lo que respecta a la celestina forma una serie de solución sólida con la baritina por incorporación de Sr en detrimento del Ba, es por lo que, sus características ópticas son muy semejantes, siendo con frecuencia necesarios estudios de rayos X para su identificación.

La halita es un cemento sólo presente en intercalaciones arenosas dentro de secuencias evaporíticas o bien relacionadas lateralmente con ellas. Se dispone como cemento de oclusión y se caracteriza por ser isótropa desarrollando en muchos casos cristales cúbicos euhedrales, en los que se observa un característico clivaje perfecto que aloja abundantes inclusiones fluidas. Este cemento es el más susceptible de ser eliminado por disolución durante la confección de secciones delgadas. La presencia de silvita como cemento ha sido citada solo en forma excepcional.

Finalmente, la fluorita ha sido encontrado como cemento en algunas areniscas, pero en estos casos no debería descartarse un origen hidrotermal (Ulmer-Scholle, 2014). Presenta características ópticas similares a la halita, especialmente en su forma cúbica y marcado clivaje, pero se diferencia en su color de birrefringencia que puede ser en algunos casos muy alto.

CEMENTOS EVAPORÍTICOS Y POROSIDAD SECUNDARIA

Un aspecto importante de los cementos evaporíticos es el desarrollo en algunos casos de significativas proporciones de porosidad secundaria, que en ocasiones controlan las características petrofísicas de los reservorios. Cuando la anhidrita fue formada tempranamente sobre la superficie depositacional (originalmente como yeso) o durante un muy leve sepultamiento, forma comúnmente cementos poikilotópicos o con texturas en mosaico (Henares et al., 2014). Estos arreglos preservan en gran medida el espacio intergranular y, consecuentemente, aumentan el potencial desarrollo de porosidad secundaria en caso de disolución diagenética del cemento evaporítico (Elias et al., 2014).

Cuando la anhidrita y el yeso sean parcial o totalmente disueltos durante la diagénesis su contribución a la porosidad secundaria varía desde trivial (menos de 10% de la porosidad total) hasta altamente significativa (50% o más de la porosidad total). En los últimos años, los procesos de precipitación y disolución de anhidrita han sido examinados en detalle dentro del marco de estudios enfocados a incrementar la recuperación de petróleo (*enhanced oil recovery* EOR, Isah et al., 2022) y de manejo de acuíferos (Pape et al., 2005).

Isah et al. (2022) analizaron la interacción entre la anhidrita y los fluidos de inyección comúnmente empleados durante las maniobras de recuperación secundaria y terciaria (surfactantes, polímeros, salmueras de salinidad controlada, CO_2). Sus resultados indican que la disolución de la anhidrita no sólo incrementa la porosidad secundaria, sino también la conectividad poral y los valores de permeabilidad (Austad et al., 2012; Isah et al., 2022). De la misma forma se ha sugerido que modifica la mojabilidad de algunos minerales aumentando la capacidad de recupero, aunque cierto debate existe sobre este punto (Isah et al., 2022), probablemente debido a que la mojabilidad depende en gran medida de la composición de la fracción clástica.

ORIGEN DE LOS SULFATOS Y HALUROS COMO CEMENTOS

La precipitación de sulfatos y haluros, a partir de salmueras continentales o marinas, constituye el principal mecanismo de formación de secuencias evaporíticas a escala global y está bien representada en el registro estratigráfico. Las evaporitas así formadas sufrirán cambios durante la diagénesis, principalmente relacionados a la composición química y cristalográfica de los minerales salinos. Cuando estos mismos minerales (yeso, anhidrita, baritina, halita) actúan como cementos en areniscas, los procesos diagenéticos son más variados y complejos debido a tres razones principales. Primeramente, el sistema arenoso es mucho más heterogéneo al reunir fragmentos de composición silicoclástica con cementos evaporíticos. Por otro lado, las areniscas son mucho más porosas que las evaporitas, esto favorece sistemas diagenéticos más abiertos con repetidos eventos de disolución y reprecipitación de cementos evaporíticos y no evaporíticos. Finalmente, la presencia de una matriz arcillosa capaz de intercambiar cationes con las soluciones porales, aumenta considerablemente la reactividad química, influyendo no sólo en la composición de las soluciones porales sino también de los cementos precipitados.

La suma de un sistema más heterogéneo composicionalmente, más abierto diagenéticamente y altamente reactivo lleva a que las condiciones de formación de estos cementos sean más amplias y variadas de lo supuesto inicialmente. Por ejemplo, el asumir al yeso, la anhidrita y la halita como cementos esencialmente superficiales puede ser correcto en muchos casos, pero incorrecto en otros. Las evidencias petrográficas muestran inequívocamente que estos minerales pueden también precipitar durante la eodiagénesis avanzada, la mesodiagénesis e incluso la telodiagénesis.

En lo que respecta a la génesis superficial o subsuperficial, son necesarias aguas porales con altas concentraciones de aniones (SO_4^{2-}, Cl^-, etc.) y cationes (K^+, Na^+ y Ca^{2+}) altamente solubles, lo que ocurren bajo condiciones climáticas extremadamente áridas (cálidas) con alta evaporación. Al progresar la sobresaturación en la interfase agua-

sedimento, o bien durante el enterramiento somero, se produce la precipitación de cementos de sulfatos (yeso, anhidrita y eventualmente baritina) y haluros (halita y silvita, Fig. 13.14). Muchos de estos cementos, especialmente los haluros, se vuelven altamente inestables durante la diagénesis temprana, y dentro del sistema poral se disuelven y reprecipitan como otros minerales. Como ejemplo podemos considerar que al menos parte del Na^+ y el K^+ producto de la disolución de la halita y la silvita son incorporados a la estructura de las arcillas, e incluso en algunos casos se combinan con ácidos silícicos para formar crecimiento secundario de feldespato.

En condiciones superficiales es más común la precipitación de cemento de yeso que de anhidrita, lo que queda claramente evidenciado por los niveles endurecidos de yeso (costras de yeso, *gypcretes*) que pueden incluir una parte minoritaria de material silicoclástico (Fig.13.14). Sin embargo, la precipitación de anhidrita "pre-sepultamiento" ha sido reportada en climas suficientemente áridos y secos (Dean, 1978; Kasprzyk, 2003). Por lo tanto, el asumir que la anhidrita es siempre el resultado de la deshidratación del yeso durante la diagénesis es errónea.

Como señalaron Ulmer-Scholle et al. (2014), estos cementos muy tempranos serán en gran parte disueltos por acción meteórica y las aguas descendentes durante los primeros metros del sepultamiento. Pero aquellos cementos que se preserven a profundidades de enterramiento de pocas decenas de metros por debajo del nivel freático tendrán mayor posibilidad de preservarse y entrar en el ciclo diagenético.

A medida que el sepultamiento se incrementa y la temperatura diagenética aumenta el yeso se vuelve inestable, tiende a deshidratarse y reordenar su estructura cristalina formando anhidrita (anhidritización, Fig. 13.14). Las profundidades a las cuales este proceso tiene lugar son ampliamente discutidas, aunque en general se asume para secuencias evaporíticas que casi totalidad del yeso será transformado en anhidrita a profundidades cercanas a los 1000 metros (Ulmer-Scholle et al., 2014). Sin embargo, la transformación yeso – anhidrita en el caso de los cementos de areniscas podría ser más compleja debido a que el sistema es altamente heterogéneo y varias reacciones liberan agua a la solución poral.

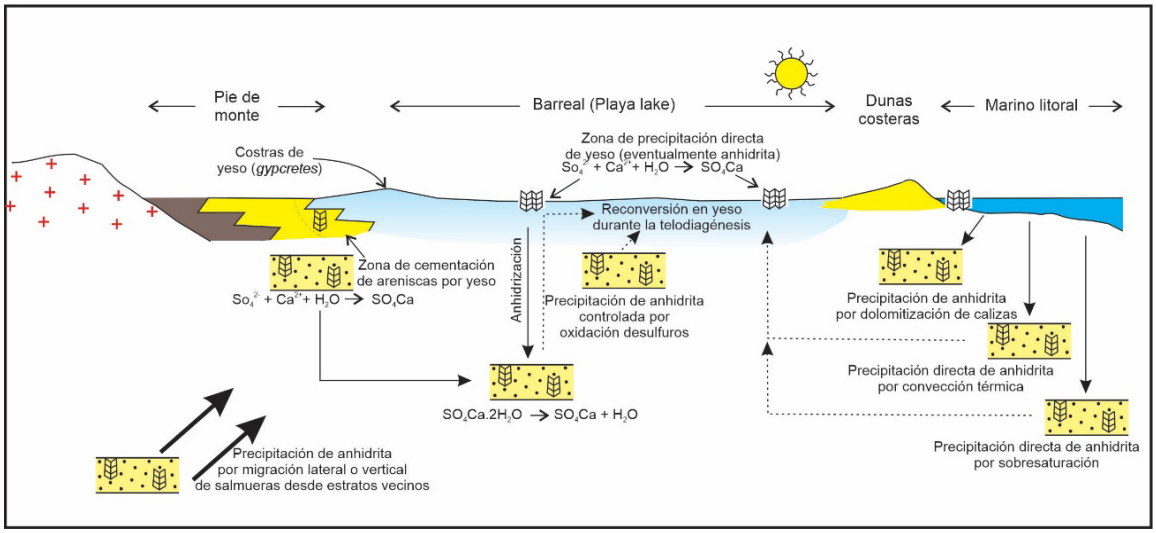


Figura 13.14. Síntesis de algunos procesos formadores de cemento de yeso y anhidrita en areniscas.

En contraposición a la formación superficial, evidencias petrográficas muestran inequívocamente la precipitación de anhidrita (y ocasionalmente yeso) durante el sepultamiento, sin una previa precipitación en superficie. Probablemente, uno de los más firmes indicios es la presencia de cementos de oclusión de anhidrita y yeso cubriendo crecimientos secundarios de cuarzo, cementos tipo *rim* de hematita y sobre cementos de calcita y dolomita (Dworkin y Land, 1994; Elias, 2004; Henares et al., 2014). A esto se suman los cementos poikilotópicos incluyendo clastos con distintos grados de corrosión y disolución previa a la precipitación de la anhidrita.

Dworkin y Land (1994) demostraron la formación de cemento de anhidrita en estados avanzados de la diagénesis, luego de la generación de crecimientos secundarios de cuarzo, feldespato, precipitación de cemento de calcita y procesos de dolomitización (véase también Levandowski et al., 1973; Merino, 1975).

Dworkin y Land (1994) sintetizaron el origen del cemento de anhidrita en profundidad en seis mecanismos principales: 1. Reflujo de agua de mar con elevada concentración de sulfato dentro de estratos arenosos que conduciría inicialmente a la precipitación de yeso, posteriormente transformado en anhidrita; 2. La formación de cemento de anhidrita debido a la dolomitización de calcita con liberación a la solución poral de Ca^{2+} (Elias et al., 2014); 3. Precipitación directa de anhidrita a partir de soluciones concentradas de agua de mar sin una previa formación de yeso (Dean, 1978); 4. Anhidrita precipitada directamente de soluciones porales de características similares al agua de mar por convección térmica (Blount y Dickson, 1969) y 5. A partir de la disolución de sulfuros (por ejemplo, pirita) que lleva al enriquecimiento en sulfatos en la solución poral. A lo dicho debe sumarse la intrusión, a escala convectiva, de salmueras provenientes de estratos evaporíticos migrando lateral o verticalmente (Elias et al., 2014).

De acuerdo con lo arriba señalado la formación de yeso, anhidrita, halita o cualquier otro de los cementos evaporíticos, puede formarse en la superficie o durante el sepultamiento bajo diferentes condiciones diagenéticas. Por lo tanto, el origen de estos cementos debe ser establecido en cada caso.

Enlaces a imágenes 13.1: Ejemplos de cementos de calcita y dolomita

Kleesment (2002): https://www.researchgate.net/publication/267711016 Imágenes petrográficas y MEB de cemento de dolomita (Figs. 5, 6, 7 y 9).

Aref (2003): Imágenes petrográficas de texturas de gypcretes (Figs. 7, 8 y 9).

De Ros y Scherer (2012): IAS. Spec. Publ. (2012). Imágenes petrográficas y microscopía electrónica para cementos de calcita en secuencias fluviales-eólicas (Figs. 3 a 6).

Ulmer-Scholle et al. (2014): www.aapg.or Varias fotografías de distintos tipos de cementos evaporíticos

Prieto et al. (2017): http://dx.doi.org/10.2138/am-2017-5963CCBY . Varias imágenes MEB de cristales de halita y su reemplazo por calcita.

Página Saltwiki: https://www.saltwiki.net/index.php/Gypsum.Varias imágenes MEB de distintos tipos de hábitos de cristales de yeso.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso-Zarza, A. M., & Wright, V. P. (2010). Calcretes. Developments in sedimentology, 61: 225-267.

Aref, M. A. (2003). Classification and depositional environments of Quaternary pedogenic gypsum crusts (gypcrete) from east of the Fayum Depression, Egypt. Sedimentary Geology, 155(1-2): 87-108.

Austad, T., Shariatpanahi, S. F., Strand, S., Black, C. J. J., & Webb, K. J. (2012). Conditions for a low salinity Enhanced Oil Recovery (EOR) effect in carbonate oil reservoirs. Energy Fuels 26(1): 569–75.

Bloch, S., Lander, R. H., & Bonnell, L. (2002). Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability. AAPG bulletin, 86(2): 301-328.

Blount, C. W., & Dickson, E. W. (1969). The solubility of anhydrite (CaSO4) in NaCI-H_2O from 100 to 450°C and 1 to 1000 bars. Geochimica et Cosmochimica Acta, 33: 227-245.

Braithwaite, C. J. R. (1989). Displacive calcite and grain breakage in sandstones. Journal of Sedimentary Research, 59(2): 258-266.

Boles, J. R. (1978). Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68: 13-22.

Boles, J. R., & Ramseyer, K. (1987). Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin basin, California. AAPG bulletin, 71(12): 1475-1487.

Buczynski, C., & Chafetz, H. S. (1991). Siliciclastic grain breakage and displacement due to carbonate crystal growth: an example from the Lueders Formation (Permian) of north-central Texas, USA. Calcretes, 279-285.

Bunting, B. T., & Christensen, L. (1978). Micromorphology of calcareous crusts from the Canadian High Arctic. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 100(4): 361-367.

Burley, S. D., & Kantorowicz, J. D. (1986). Thin section and SEM textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. Sedimentology, 33(4): 587-604.

Cavazza, W., Braga, R., Reinhardt, E. G., & Zanotti, C. (2009). Influence of host-rock texture on the morphology of carbonate concretions in a meteoric diagenetic environment. Journal of Sedimentary Research, 79(6): 377-388.

Curtis, C. D., & Coleman, M. L. (1986). Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. En Gautier, D. L. (editor), Roles of Organic Matter during Diagenesis. SEPM Special Publication, 38: 23–33.

Dapples, E. C. (1971). Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. Journal of Sedimentary Research, 41(1): 196-204.

Dean, W.E., 1978, Theoretical versus observed succession from evaporation of sea water. En Dean, W.E., & Schreiber, B.C., (editores), Marine Evaporites: SEPM Short Course 4, p. 74-86.

dos Anjos, S. M., De Ros, L. F., de Souza, R. S., de Assis Silva, C. M., & Sombra, C. L. (2000). Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower

Cretaceous Pendencia sandstones, Potiguar rift basin, Brazil. AAPG bulletin, 84(11): 1719-1742.

De Ros, L. F., & Scherer, C. M. (2013). Stratigraphic Controls on the Distribution of Diagenetic Processes, Quality and Heterogeneity of Fluvial-Aeolian Reservoirs from the Recôncavo Basin, Brazil. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, 105-132.

Dworkin, S. I., & Land, L. S. (1994). Petrographic and geochemical constraints on the formation and diagenesis of anhydrite cements, Smackover sandstones, Gulf of Mexico. Journal of Sedimentary Research, 64(2a): 339-348.

El-Ghali, M. A. K., Tajori, K. G., Mansurbeg, H., Ogle, N., & Kalin, R. M. (2006). Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya. Marine and Petroleum Geology, 23(4): 459-471.

Elias, A. R., De Ros, L. F., Mizusaki, A. M., & Anjos, S. M. (2004). Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. Sedimentary Geology, 169(3-4): 191-217.

Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E. A., ... & Eiler, J. M. (2006). 13C–18O bonds in carbonate minerals: A new kind of paleothermometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(6): 1439-1456.

Goudie, A. S. (1983) Calcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds) Chemical Sediments and Geomorphology. London: Academic Press, pp. 93–131.

Henares, S., Bloemsma, M. R., Donselaar, M. E., Mijnlieff, H. F., Redjosentono, A. E., Veldkamp, H. G., & Weltje, G. J. (2014). The role of detrital anhydrite in diagenesis of aeolian sandstones (Upper Rotliegend, The Netherlands): Implications for reservoir-quality prediction. Sedimentary Geology, 314: 60-74.

Hendry, J. P., Wilkinson, M., Fallick, A. E., & Haszeldine, R. S. (2000). Ankerite cementation in deeply buried Jurassic sandstone reservoirs of the central North Sea. Journal of Sedimentary Research, 70(1): 227-239.

Huntington, K. W., & Petersen, S. V. (2023). Frontiers of carbonate clumped isotope thermometry. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 51(1): 611-641.

Huntington, K. W., Budd, D. A., Wernicke, B. P., & Eiler, J. M. (2011). Use of clumped-isotope thermometry to constrain the crystallization temperature of diagenetic calcite. Journal of Sedimentary Research, 81(9): 656-669.

Isah, A., Arif, M., Hassan, A., Mahmoud, M., & Iglauer, S. (2022). A systematic review of Anhydrite-Bearing Reservoirs: EOR Perspective, CO2-Geo-storage and future research. Fuel, 320, 123942.

James, N. P., & Choquette, P. W. (1984). Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada, 11(4): 161-194.

Kasprzyk, A. (2003). Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. Sedimentary Geology, 158(3-4): 167-194.

Kleesment, A., Kirsimäe, K., Martma, T., Shogenova, A., Urtson, K., & Shogenov, K. (2012). Linkage of diagenesis to depositional environments and stratigraphy in the northern part of the Baltic basin. Estonian Journal of Earth Sciences, 61(1): 15-32.

Levandowski, D.W., Kaley, M.E., Silverman, S.R., & Smalley, R.G., 1973, Cementation in Lyons sandstone and its role in oil accumulation, Denver Basin, Colorado: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 57, p. 221-2244.

Liu, G., Hu, G., Shi, X., Ma, Y., Yin, X., & Li, A. (2021). Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies of the Triassic Yanchang Formation deep-water sandstone in the Huangling area of the Ordos Basin, Northwest China. Journal of Petroleum Science and Engineering, 203: 108608.

Luan, G., Azmy, K., Meyer, R., Olanipekun, B., & Dong, C. (2023). Origin of carbonate cements in Ben Nevis sandstones of Jeanne d'Arc Basin: Insights from geochemistry. Marine and Petroleum Geology, 148: 106033.

Mack, G. H., Cole, D. R., Giordano, T. H., Schaal, W. C., & Barcelos, J. H. (1991). Paleoclimatic controls on stable oxygen and carbon isotopes in caliche of the Abo Formation (Permian), south-central New Mexico, USA. Journal of Sedimentary Research, 61(4): 458-472.

Merino, E. (1975). Diagenesis in Tertiary sandstones from Kettleman North Dome, California-I detrital mineralogy: Journal of Sedimentary Petrology, 45 (1): 320-336.

Morad, S. (1998). Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, 1-26.

Morad, S., Ben Ismail, H. N., De Ros, L. F., Al-Aasm, I. S., & Serrhini, N. E. (2003). Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, 583-602.

Olanipekun, B., & Azmy, K. (2022). Carbonate cementation in the Tithonian Jeanne d'Arc sandstone, Terra Nova field, Newfoundland: Implications for reservoir quality evolution. Sedimentology, 69(2): 461-500.

Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., Krug, R., & Wagner, R. (2005). Anhydrite cementation and compaction in geothermal reservoirs: Interaction of pore-space structure with flow, transport, P–T conditions, and chemical reactions. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 42(7-8): 1056-1069.

Pimentel, N. L. V. (2002). Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). Sedimentary Geology, 148(1-2): 123-138.

Poursoltani, M. R., & Gibling, M. R. (2011). Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. Marine and Petroleum Geology, 28(5): 1094-1110.

Prieto, M., Benning, L. G., & Fernández-Díaz, L. U. R. D. E. S. (2017). Reaction pathways and textural aspects of the replacement of anhydrite by calcite at 25 C. American Mineralogist, 102: 1270-1278.

Purvis, K. (1989). Zoned authigenic magnesites in the Rotliegend Lower Permian, southern North Sea. Sedimentary geology, 65(3-4): 307-318.

Radke, B. M., & Mathis, R. L. (1980). On the formation and occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Research, 50(4): 1149-1168.

Saigal, G. C., & Walton, E. K. (1988). On the occurrence of displacive calcite in Lower Old Red Sandstone of Carnoustie, eastern Scotland. Journal of Sedimentary Research, 58(1): 131-135.

Schmid, S., Worden, R. H., & Fisher, Q. J. (2004). Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib field, Slyne basin, west of Ireland. Marine and Petroleum Geology, 21(3): 299-315.

Spötl, C., & Burns, S. J. (1994). Magnesite diagenesis in redbeds: a case study from the Permian of the Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). Sedimentology, 41(3): 543-565.

Spötl, C., & Pitman, J. K. (1998). Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: A reappraisal of a burial-diagenetic concept. Carbonate cementation in sandstones: Distribution patterns and geochemical evolution: 437-460.

Sullivan, M. D., Haszeldine, R. S., Boyce, A. J., Rogers, G., & Fallick, A. E. (1994). Late anhydrite cements mark basin inversion: isotopic and formation water evidence, Rotliegend Sandstone, North Sea. Marine and Petroleum Geology, 11(1): 46-54.

Surdam, R. C., Crossey, L. J., Hagen, E. S., & Heasler, H. P. (1989). Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. AAPG Bulletin, 73(1): 1-23.

Surdam, R. C., MacGowan, D. B., & Dunn, T. L. (1991). Predictive models for sandstone diagenesis. Organic Geochemistry, 17(2): 243-253.

Taylor, T. R. (1990). The influence of calcite dissolution on reservoir porosity in Miocene sandstones, Picaroon Field, offshore Texas Gulf Coast. Journal of Sedimentary Research, 60(3): 322-334.

Taylor, T. R., Giles, M. R., Hathon, L. A., Diggs, T. N., Braunsdorf, N. R., Birbiglia, G. V., ... & Espejo, I. S. (2010). Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality. AAPG bulletin, 94(8): 1093-1132.

Taylor, T. R., Lander, R. H., & Bonnell, L. M. (2022). Sandstone petrography, petrology, and modeling. SEPM Society for Sedimentary Geology.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J., & Raine, R. J. (2014). A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks (Vol. 109). Tulsa, OK, USA: American Association of Petroleum Geologists.

Vieira, M. M., & De Ros, L. F. (2006). Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 192(3-4): 207-230.

Vogler, H. A., & Robison, B. A. (1987). Exploration for deep geopressured gas: Corsair trend, offshore Texas. AAPG bulletin, 71(7): 777-787.

Walderhaug, O., & Bjørkum, P. A. (1998). Calcite cement in shallow marine sandstones: growth mechanisms and geometry. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, 179-192.

Worden, R. H., Morrall, G. T., Kelly, S., Mc Ardle, P., & Barshep, D. V. (2020). A renewed look at calcite cement in marine-deltaic sandstones: the Brent Reservoir, Heather Field, northern North Sea, UK. Geological Society, London, Special Publications, 484(1): 305-335.

Wright, V. P. (1990). Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. Geological Magazine, 127(3): 273-276.

Wright, V. P. (2007). Calcrete. Geochemical sediments and landscapes, 10-45.

Wright, V.P. & Tucker, M.E. (1991) Calcretes: an Introduction. In: Wright, V.P. & Tucker, M.E. (Eds) Calcretes. Reprint Series 2, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell, pp. 1–22.

Xiong, D., Azmy, K., & Blamey, N. J. (2016). Diagenesis and origin of calcite cement in the Flemish Pass Basin sandstone reservoir (Upper Jurassic): Implications for porosity development. Marine and Petroleum Geology, 70: 93-118.

Yuan, G., Cao, Y., Zhang, Y., & Gluyas, J. (2017). Diagenesis and reservoir quality of sandstones with ancient “deep” incursion of meteoric freshwater-- example in the Nanpu Sag, Bohai Bay Basin, East China. Marine and Petroleum Geology, 82: 444-464.

Yuan, G. H., Cao, Y. C., Gluyas, J., Wang, Y. Z., Liu, K. Y., Xi, K. L., Yan, T., & Wang, J. (2019). How important is carbonate dissolution in buried sandstones: evidences from petrography, porosity, experiments, and geochemical calculations. Petroleum Science, 16: 729-751.

CAPÍTULO 14: CEMENTOS Y REEMPLAZOS FERRUGINOSOS

- *Introducción*
- *Cementos de óxidos y óxidos hidratados de hierro*
- *Zonas decoloradas y concreciones ferruginosas en areniscas*
- *Bancos rojos y cementos de óxidos de hierro*
- *Sulfuros de hierro*
- *Origen de la pirita y marcasita*

INTRODUCCIÓN

Se incluyen en este capítulo dos grupos principales de cementos ferruginosos, los correspondientes a óxidos de hierro (limonita, hematita, goethita, magnetita, etc.) y los sulfuros (pirita y marcasita, Fig. 14.1). Los primeros alcanzan gran relevancia en el caso de los bancos rojos (*"red beds"*) pues son el cemento responsable del color de estas secuencias (Van Houten, 1973; Folk, 1976; Franke y Paul, 1980; Turner, 1980; Limarino et al., 1987; Al-Rawi, 1983; He et al., 2023). En lo que respecta a los sulfuros aparecen frecuentemente cementando fangolitas, en menor proporción areniscas y en algunos casos conglomerados (Morad, 1986; Prosser et al., 1994; Schieber y Riciputi, 2005; Guy et al., 2010; Yue et al., 2020).

Un tercer tipo de cemento con cantidades apreciables de hierro corresponde a los carbonáticos, principalmente siderita y dolomita férrica, los que han sido tratados en el Capítulo 13.

ÓXIDOS Y ÓXIDOS HIDRATADOS DE HIERRO

Los cementos ferruginosos formados por óxidos abarcan una serie compleja que en un extremo incluye a minerales hidratados, amorfos o poco cristalizados (limonita, ferrihidrita y goethita) y en el otro extremo óxidos férrico-ferrosos, no hidratados, cristalizados en el sistema trigonal o cúbico (hematita y magnetita respectivamente, Fig. 14.1).

Dentro de los óxidos, la hematita es por lejos el más importante y comúnmente desarrolla delgadas coberturas sobre la superficie de los granos, las que son descriptas indistintamente en la literatura como *rims* o *coatings,* términos que serán utilizados como sinónimos en este capítulo.

Entre los cementos tipo *rim* prevalece la hematita, aunque también puede aparecer limonita, goethita y magnetita (Van Houten, 1973). Otro óxido de hierro, mucho menos frecuente, es la ferrihidrita ya que este mineral es raro en secuencias más antiguas que el Mioceno, debido a su susceptibilidad a transformarse en hematita o goethita.

PRINCIPALES CEMENTOS FERRUGINOSOS			
Mineral	***Composición Química***	***Sistema Cristalino***	***Observaciones***
Hematita	Fe_2O_3	Trigonal	Ocurren frecuentemente como cemento de cobertura sobre clastos, en ocasiones también como cemento de oclusión
Limonita	$FeO(OH).nH_2O$	Amorfo	
Goethita	$FeO(OH)$	Ortorrómbico	
Ferrihidrita	$(Fe^{3+}_{10}O_{14}(OH)_2)$	Trigonal	
Magnetita	Fe_3O_4	Cúbico	Puede presentarse como cemento de oclusión y, en ocasiones, es un componente principal de las "concreciones negras" en *red beds* asociada a la maghemita
Pirita	S_2Fe	Cúbico	La pirita y la marcasita son isomorfos, la primera es mucho más común como cemento
Marcasita	S_2Fe	Ortorrómbico	
Ilmenita	$FeTiO_3$	Trigonal	Escaso a muy escaso

Figura 14.1. Principales cementos ferruginosos tratados en este capítulo.

Los *rims* de hematita forman coberturas muy delgadas sobre la superficie de los clastos (entre unos pocos micrones y 10 micrones), distribuyéndose indistintamente sobre cuarzo, feldespato o fragmentos líticos (Van Houten, 1973; Turner, 1980; Franke y Paul, 1980; Limarino et al., 1987; He et al., 2023). En algunos casos ha sido citada la presencia de una "arcilla puente", frecuentemente illita y ocasionalmente clorita, que favorecería la adhesión de la hematita, goethita o limonita a la superficie de los granos, especialmente cuando las arcillas actuaron como cutanes mezclada con el óxido de hierro precursor de la hematita en suelos.

En observaciones petrográficas el espesor de los *rims* puede variar a lo largo del perímetro del clasto, pero frecuentemente esta variación es sólo aparente y consecuencia del ángulo del plano de la sección delgada con respecto al coating (Fig. 14.2).

Otro cemento de hierro es la magnetita, la cual, si bien es mucho menos frecuente durante el Fanerozoico, es común en las secuencias de hierro bandeado del Proterozoico. En general, la formación de magnetita está relacionada a la transformación de hematita y, en este sentido, Mücke y Cabral (2005) propusieron la formación reversible de hematita a magnetita, la que podría producirse tanto a partir de hematita primaria como también parcialmente de cementos ferruginosos.

La ecuación (1) corresponde al reemplazo pseudomórfico de hematita por magnetita bajo condiciones reductoras, que como producto libera una molécula de agua por cada 2

de magnetita autigénica. A menudo esta reacción es incompleta, lo que lleva a la preservación de parte del cemento de hematita previo (Mücke y Cabral, 2005).

$3Fe_2O_3$ (hematita) + H_2 → 2 Fe_3O_4(magnetita) + H_2O (*redox, ecuación 1*)

Una segunda posibilidad corresponde a la formación de magnetita a partir de una reacción no redox (ecuación 2). En estos casos es necesaria la presencia de hierro Fe^{2+} en la solución poral (Ohmoto, 2003).

Fe_2O_3 (hematita) + Fe^{2+} + H_2O ------- 2 Fe_3O_4 (magnetita) + $2H^+$ (*no redox, ecuación 2*)

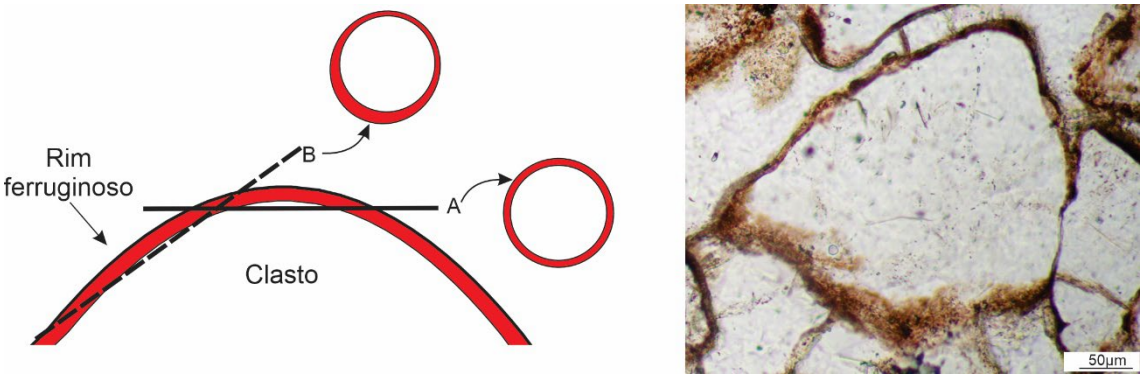


Figura 14.2. Variación del espesor del *coating* hematítico en un clasto en función del ángulo que forman el plano de la sección delgada con respecto al perímetro del clasto. Se ilustran dos casos, en A el espesor del *coating* es constante en sección delgada pues el plano del corte es aproximadamente perpendicular al eje mayor del clasto. Por el contrario, en B el plano del corte se hace aproximadamente paralelo al perímetro del grano, lo que hace que el espesor del *rim* varíe. Es importante notar que esta variación es sólo aparente debido a los diferentes planos de la sección delgada.

Una mejor observación de la magnetita se logra con luz reflejada donde muestra una muy alta reflectividad, y cuando la incidencia es oblicua exhibe coloración gris plateada. La magnetita parece ser algo más frecuente en areniscas próximas a zonas de fallas, por lo que un origen hidrotermal no debería descartarse en estos casos.

Dentro de los cementos de cobertura existen dos fábricas principales, los *rims* continuos que cubren la totalidad del perímetro de los clastos (Caso 1 en la Fig. 14.3) y los discontinuos, en los que la película de hematita se interrumpe en los contactos primarios entre granos (caso 2 de la Fig. 14.3). Esta distinción es sumamente importante pues, como se verá más adelante, permite obtener información sobre la génesis del cemento (véase también Figs. 14.4 y 14.5).

En lo referente a los cementos de oclusión de hematita, este mineral se presenta generalmente como diminutos cristales, en ocasiones, mezclados con arcillas, que pueden distribuirse homogéneamente sobre la totalidad de la roca o formar parches discontinuos. En este tipo de cemento resulta conveniente separar los casos en los que rellenan el

espacio intergranular de areniscas con fábricas relativamente cerradas (caso 3 Fig. 14.3), de los que se presentan asociados a masas arcillosas en psamitas con fábricas relativamente abiertas (caso 4 en la Fig. 14.3). Finalmente, un tipo mucho menos frecuente corresponde a hematita dispuesta en cristales hexagonales, tanto aislados como agrupados que pueden gradar desde cristales casi opacos hasta traslucidos de color rosado pálido, ocupando el espacio intergranular (caso 5, Fig. 14.3; Friend, 1966; Turner, 1974).

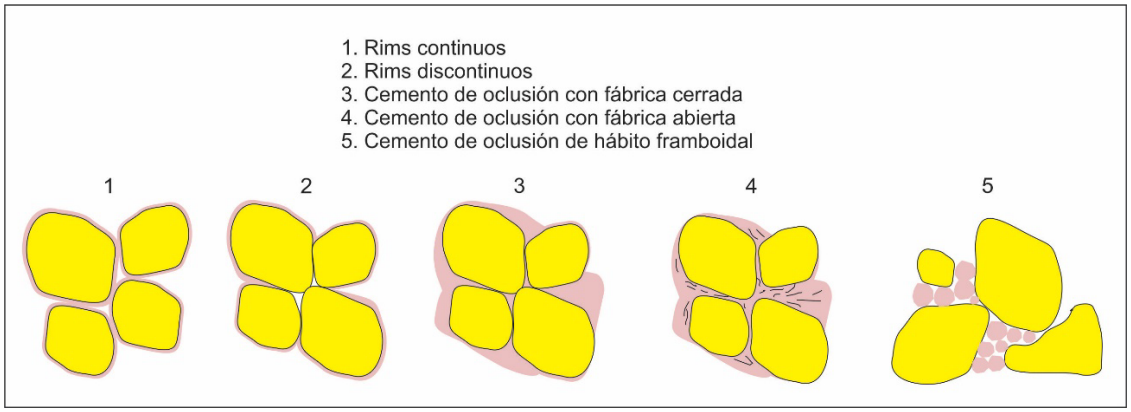


Figura 14.3. Principales texturas mostradas por los cementos de hematita en areniscas.

Las fábricas arriba descriptas brindan información para dilucidar el origen del cemento ferruginoso. Así, por ejemplo, en el caso de *rims* de hematita que no se interrumpen en los contactos entre los granos (1 en Fig. 14.3), indican que muy probablemente su formación tuvo lugar antes de la depositación. Por lo tanto, la hematita u otros óxidos de hierro formando *rims* podrían haber sido originados en paleosuelos o planicies aluviales antes del enterramiento dentro del mismo ciclo sedimentario. Otra posibilidad es que los clastos deriven de secuencias de bancos rojos formadas en un ciclo anterior.

Es muy probable que los cementos de hematita que ocluyen el espacio poral en areniscas con fábricas relativamente cerradas (3 en Fig. 14.3), necesiten de soluciones porales más enriquecidas en Fe que aquellas que generan cementos tipo *rim*. Una posibilidad alternativa para este tipo de textura, incluyendo también los parches de hematita, es que correspondan a la oxidación durante la telodiagénesis de cemento de pirita. Otra opción para parches de hematita de unos pocos milímetros de diámetro fue planteada por Turner (1974); el mencionado autor consideró que podrían tratarse de granos hematitizados de lutitas que fueron fuertemente alterados durante la diagénesis, al punto de perder su identidad como clastos formando entonces una pseudomatriz.

Como quiera que sea, desde el punto de vista textural, la hematita en cementos de oclusión puede variar desde formas criptocristalinas anhedrales (en la transición óxidos hidratados de hierro a hematita), cristales euhedrales traslucidos o ligeramente opacos, hasta formas fibrosas, especialmente, cuando rellenan espacios porales pequeños o microfracturas dentro de los clastos.

Los cementos de oclusión de hematita en areniscas con fábrica abierta (4 en Fig. 14.3), que frecuentemente se asocian a arcillas, algunas de ellas formando cutanes, son

comunes en paleosuelos. Finalmente, los agregados framboidales de hematita (5 en Fig. 14.3) son habituales como reemplazo por oxidación de la pirita o la marcasita (Ulmer-Scholle et al., 2014). Los cementos de oclusión de hematita son los dominantes en concreciones ferruginosas.

Un aspecto interesante para evaluar el origen y momento de formación de los cementos tipo *rim* de hematita es la relación con los otros cementos presentes en la arenisca. La figura 14.6 muestra a modo de ejemplo algunos casos. La fotografía A de la mencionada figura corresponde a una arenisca perteneciente a secuencias de *playa lake* de la Formación Vinchina (Neógeno). Como allí puede verse la arenisca fue cementada muy tempranamente por yeso, que, si bien ha obliterado casi totalmente la porosidad primaria, preservó la mayor parte del espacio intergranular depositacional. La naturaleza continua de los *rims* de hematita, su depositación en ambiente lacustre evaporítico y la muy temprana cementación que limitaría la precipitación de óxidos de hierro durante la diagénesis, llevan a suponer que los *rims* son heredados de secuencias de bancos rojos previos. Esta interpretación es avalada por la presencia de secuencias de *red beds* que infrayacen a la unidad en cuestión.

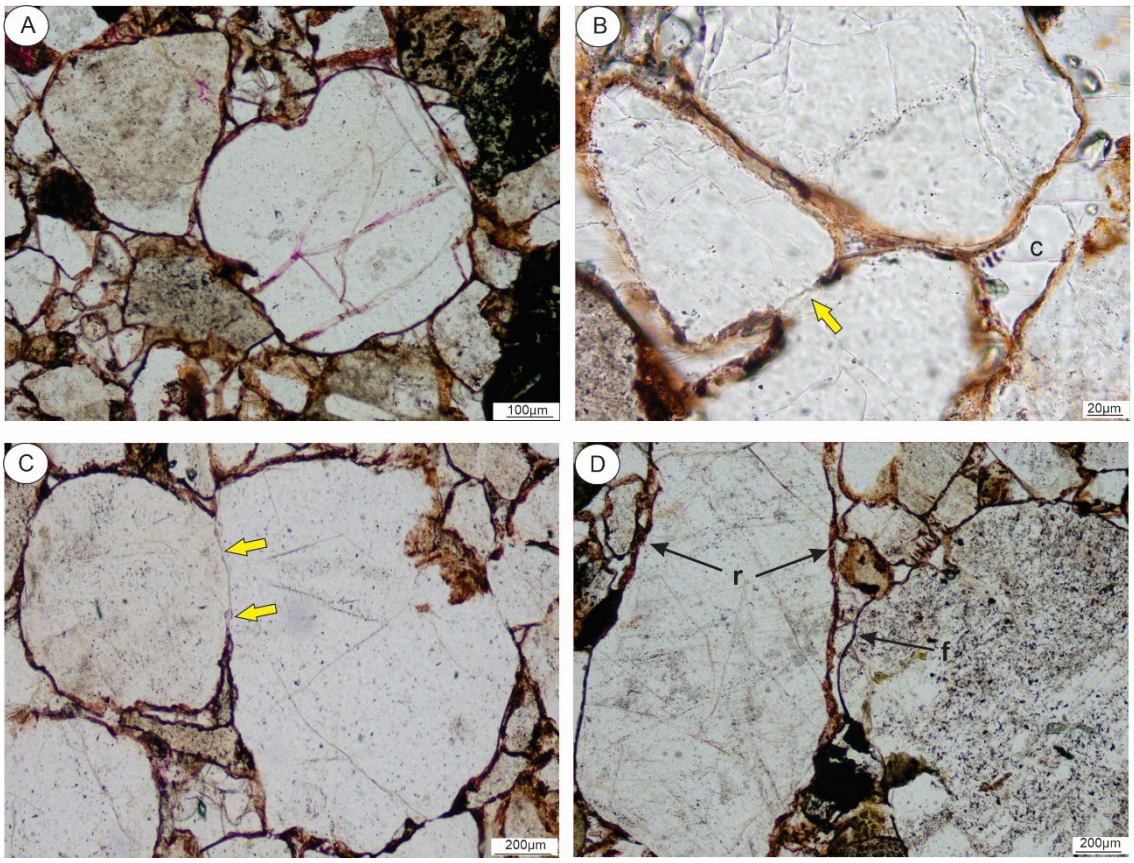


Figura 14.4. Ejemplos de cementos de hematita tipo *rim*: A. *Rims* de hematita que no se interrumpen en el contacto entre clastos (textura 1 de la Fig. 13.3); B y C. A diferencia del caso anterior, los *rims* se interrumpen en el contacto primario entre clastos (flechas amarillas); D. cemento tipo *rim* desarrollado tanto sobre un clasto de cuarzo (r) como de feldespato (f). Todas las fotos con nicoles paralelos.

La figura 14.6 B muestra también el desarrollo de *rims* de hematita mayormente continuos, que fue seguida por la precipitación de caolinita, posteriormente reemplazada en forma parcial por carbonato como cemento de oclusión tardío. En este caso, la presencia de clastos deformados durante la compactación, en los que no se interrumpe la formación de la cobertura de hematita sugiere que el cemento se formó tempranamente durante un sepultamiento muy somero. La historia diagenética es más compleja cuando se la compara con la arenisca ilustrada en A, pues no permite determinar con seguridad si los *rims* se formaron en suelos o derivaron de *red beds* previos, en estos casos la información de campo puede resultar definitoria.

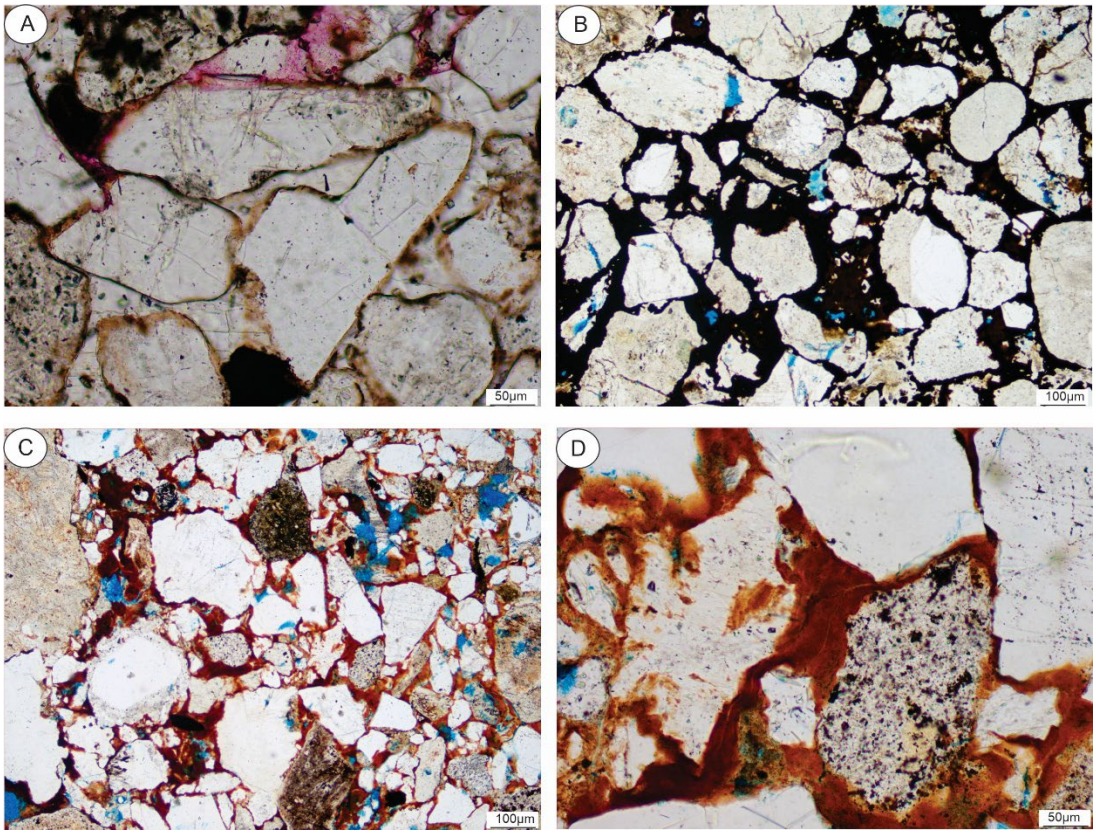


Figura 14.5. Ejemplos de cementos de óxidos de hierro tipo *rim* y de oclusión: A. *Rims* de hematita que tapizan en forma continua la totalidad de los clastos; B. Cemento ferruginoso de oclusión probablemente correspondiente a magnetita; C. Parches de cemento hematítico de oclusión de la porosidad primaria, nótese como el cemento ha sido parcialmente disuelto en algunos sectores originando porosidad secundaria; D. Detalle de la arenisca anterior (en otro sector del corte) donde puede observarse la disposición del cemento de hematita. Todas las fotos con nicoles paralelos.

Las fotografías de la figura 14.6 C y D muestran la relación entre los *coatings* de hematita y la sílice, esta última dispuesta como crecimiento secundario o megacuarzo (flechas amarillas). El punto interesante aquí es que el crecimiento en continuidad óptica se dispone sobre *coating*, recubrimiento que en muchos casos inhibe el crecimiento secundario de cuarzo (véase Capítulo 11). Sin embargo, en el caso de los *rims* de hematita, a diferencia de los arcillosos, la experiencia petrográfica indica que a menudo las coberturas ferruginosas no parecen inhibir el crecimiento de sílice en continuidad óptica.

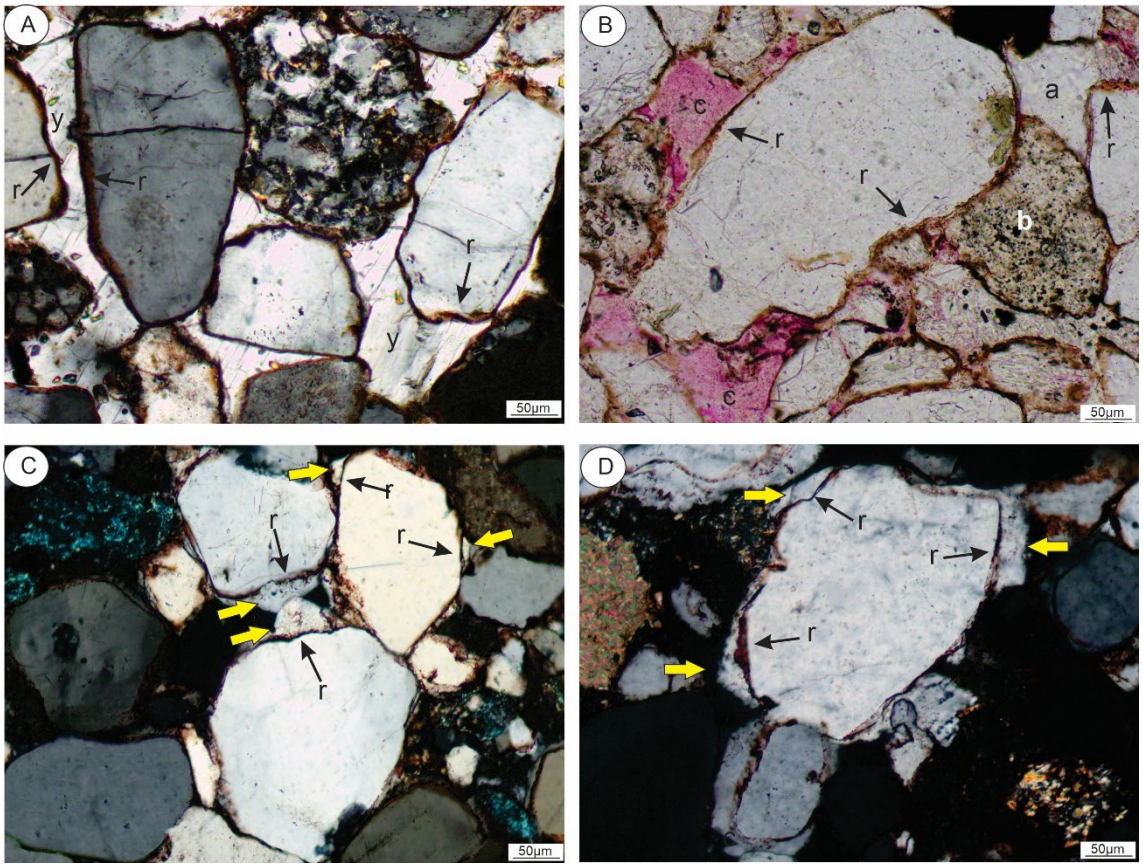


Figura 14.6. Algunos ejemplos de la relación entre el cemento de hematita y otros presentes en areniscas: A. Arenisca tempranamente cementada por yeso (y) en la que la presencia de *rims* de hematita (r) se encuentran presentes en todos los clastos, nótese como los *rims* no se interrumpen en los contactos primarios sugiriendo que ellos se formaron antes del sepultamiento; B. Una situación similar pero aquí los cementos muestran una historia mucho más compleja; a la formación de *rims* de hematita muy temprana (los *rims* son continuos en los contactos primarios entre clastos) siguió la formación de caolinita (a) que obliteró la porosidad primaria y finalmente la precipitación de calcita (c) reemplazando en gran medida a la caolinita. Además, nótese que algunos fragmentos líticos fueron deformados durante la compactación (b) siendo los *rims* de hematita continuos; C. y D. Ejemplos de la precipitación de sílice, en algunos casos, como crecimiento secundario sobre granos de cuarzo a pesar de la presencia de *coating* hematítico. Para una discusión de las observaciones señaladas véase el texto. Foto A con nicoles oblicuos, C y D nicoles cruzados y B nicoles paralelos.

ZONAS DECOLORADAS Y CONCRECIONES FERRUGINOSAS EN ARENISCAS

Es frecuente que durante los trabajos de campo se observe que las secuencias de bancos rojos muestren zonas decoloradas en las cuales el color rojo pasa a rosado pálido o incluso blanco (Fig. 14.7). El término decolorado es utilizado aquí en sentido descriptivo para indicar un cambio de color en la roca sin ninguna implicancia genética.

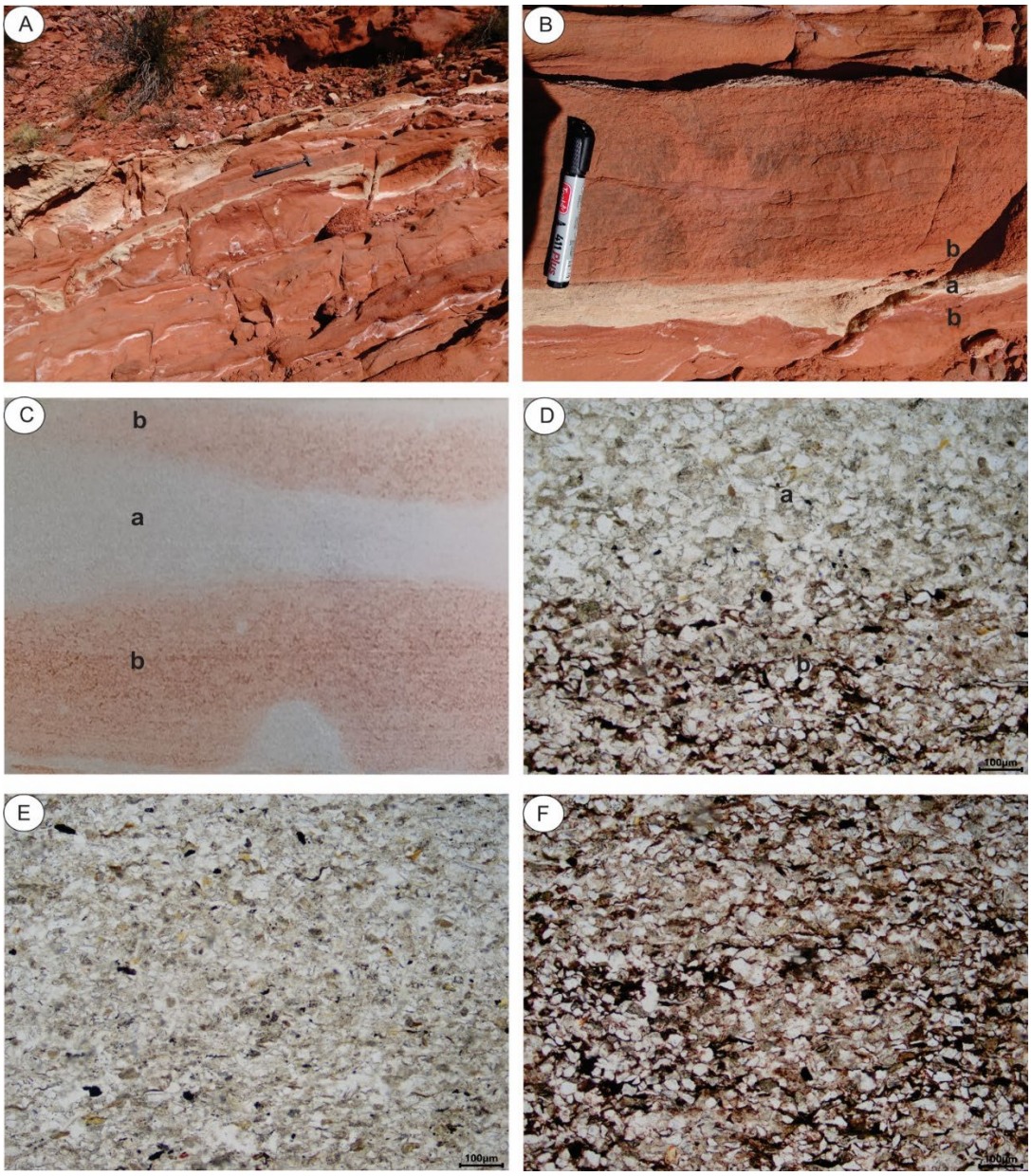


Figura 14.7. A. Foto de campo mostrando el desarrollo de zonas decoloradas (blanquecina) de geometría irregular distribuidas aleatoriamente dentro de la secuencia de bancos rojos; B. Similar situación a la anterior pero ahora la zona blanquecina tiene una geometría más regular, a y b ubican aproximadamente el área donde fueron obtenidos los cortes delgados ilustrados a continuación; C. Fotografía con lupa indicando la posición del área blanquecina (a) y de la roja (b). D. Sección delgada que ilustra el contacto entre a y b; E. Corte delgado de a mostrando la falta de cemento ferruginoso; F. Sección delgada de b próxima al contacto con a, nótese el incremento en la proporción de cemento de hematita.

Aunque la razón del cambio de color es en general fácilmente observada en sección delgada, pues se manifiesta en la desaparición del cemento de hematita (Fig. 14.7), su origen puede ser controvertido, e interpretado como debido a la no formación del cemento o, por el contrario, a la remoción de los *rims* una vez generados. Como quiera que sea, la falta o remoción del cemento ferruginoso es por lo general interpretada como debido a la

presencia de restos de materia orgánica, migración de hidrocarburos, actividad microbiana o la parcial descomposición de pirita primaria, procesos que durante la diagénesis favorecen el desarrollo de condiciones reductoras y ácidas a escala limitada (Van de Poll y Sutherland, 1976; Mykura y Hampton, 1984; Caselli et al., 1997; Rainoldi et al., 2014; Kawahara et al., 2022a).

Ejemplos de zonas blanquecinas (decoloradas) dentro de una secuencia de bancos rojos (Formación Puerta de Las Angosturas, Pérmico de Argentina) son mostrado en la figura 14.7. Como allí puede verse, el área blanquecina se caracteriza por la falta de cemento ferruginoso, tanto como *coating* o intergranular (Fig. 14.7 C y D), mientras que en la zona rojiza coexisten *rims* y cemento de oclusión de hematita (Fig. 14.7 E y F).

Las zonas decoloradas pueden variar desde algunos centímetros a varios metros de espesor y mostrar diferentes morfologías, algunas de ellas esquematizadas en la figura 14.8.

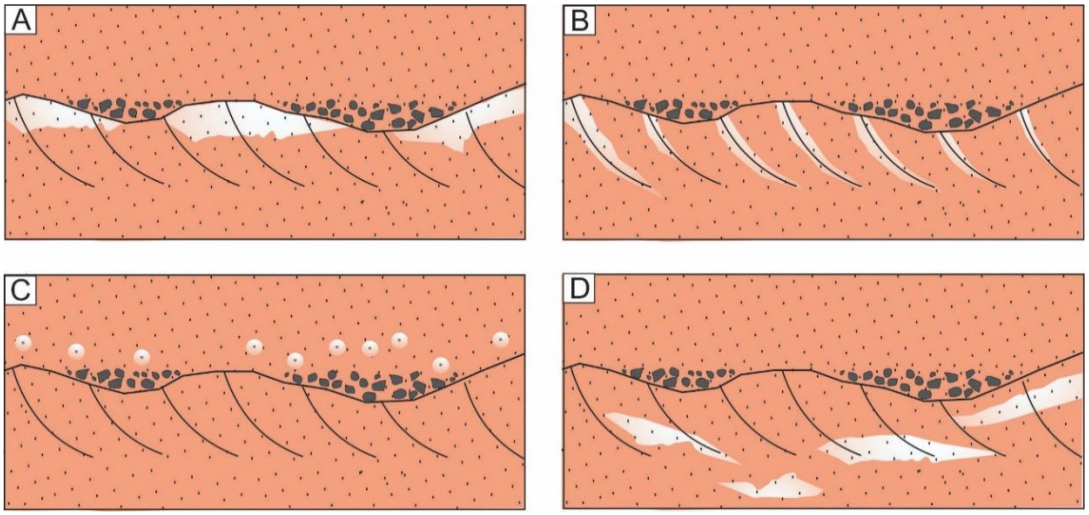


Figura 14.8. Diferentes morfologías de zonas blanquecinas o rosado pálidas dentro de las secuencias de bancos rojos. A. Área decolorada infrayacente a una superficie estratigráfica; B. Zona controlada por el arreglo de una estructura sedimentaria; C. Como concreciones y D. De geometría irregular.

En el caso A (Fig. 14.8), la zona decolorada tiende a seguir una determinada superficie estratigráfica, extendiéndose en algunos casos lateralmente por cientos de metros. Forma niveles blanquecinos, discontinuos e irregulares, que, en ocasiones, aparece asociados a concreciones carbonáticas. En este caso, la decoloración puede deberse a exposición subaérea en ambientes reductores lo suficientemente prolongada para producir la remoción o evitar la formación del cemento de hematita. En otros casos, la zona decolorada podría reflejar la presencia de niveles freáticos en los que el Fe^{3+} fue eliminado o nunca precipitado.

En el caso B (Fig. 14.8), las zonas blanquecinas son por lo general irregulares y reflejan un cambio en las características petrofísicas (por ejemplo, porosidad o permeabilidad) dentro de láminas de una misma estructura sedimentaria. También

podrían indicar cambios composicionales, como por ejemplo variaciones en el porcentaje de minerales ferromagnesianos susceptibles de alterarse a hematita entre láminas.

El caso C (Fig. 14.8) representa una situación frecuente en muchas secuencias de bancos rojos, en los que la zona decolorada está formada por concreciones, las que son de forma subcirculares en dos dimensiones y aproximadamente esféricas en tres. Estas concreciones, por lo general, presentan un núcleo más oscuro que, en algunos casos, puede exhibir remanentes de materia orgánica degradada (por ejemplo, restos de briznas o tallos), la que pudo ser responsable durante la diagénesis de generar microambientes reductores que no favorecieron la formación de cemento de hematita (Fig. 14.9). Sin embargo, en la mayoría de los casos, la materia orgánica del núcleo central ha desaparecido totalmente y su existencia en sólo especulativa.

Caselli et al. (1997) reportaron dentro de una secuencia de bancos rojos pérmicos niveles con abundantes concreciones con diámetros de hasta 20 cm, en los que cada concreción exhibía internamente tres áreas bien definidas (Figs. 14.9 y 14.10). El área interna, de unos pocos centímetros de espesor, corresponde a un núcleo verde oscuro caracterizado por granos de cuarzo y feldespato cementados por illita y roscoellita (mica de vanadio). Hacia afuera una segunda área corresponde a una zona de color rosado pálido con cementación clorítica dominante. Finalmente, en la parte más externa la roca se torna blanquecina, sin desarrollo de *rim* hematítico (Fig. 14.9).

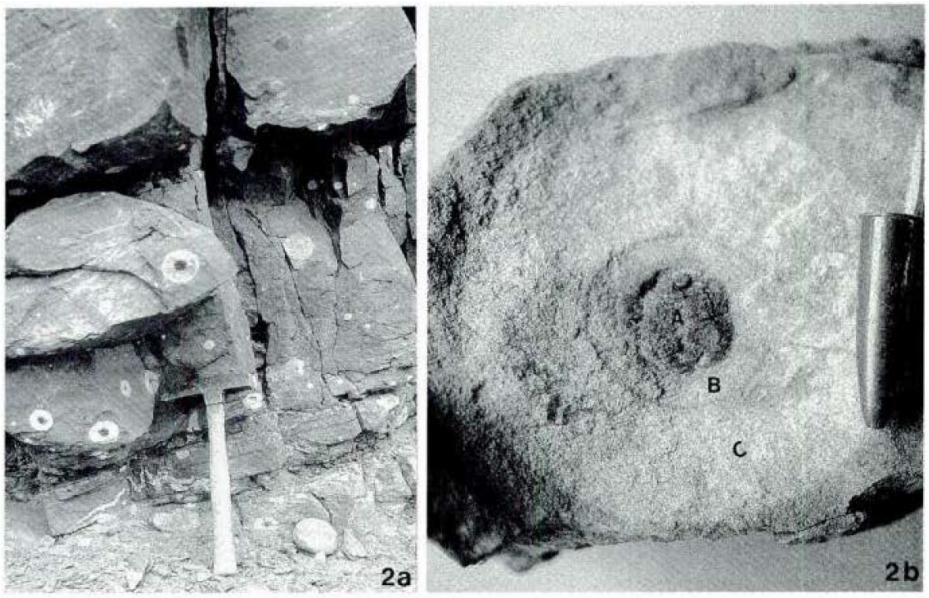


Figura 14.9. A la izquierda, foto de campo del aspecto de una zona decolorada en la Formación Patquía (Pérmico, noroeste argentino), formada por la presencia de abundantes concreciones. A la derecha, estructura interna de las concreciones dividida en tres zonas cuyas características son señaladas en el texto. Tomado de Caselli et al. (1997).

Las características mineralógicas y geoquímicas de estos tipos de concreciones han sido discutidas y analizadas por varios autores como Fischer y Stewart (1961), Harrison (1975), Van de Poll y Sutherland (1976), Hofmann (1990) y Kawahara et al. (2022a). En

particular, Kawahara et al. (2022a) presentaron un modelo que explica la formación de concreciones decoloradas en bancos rojos por procesos inorgánicos.

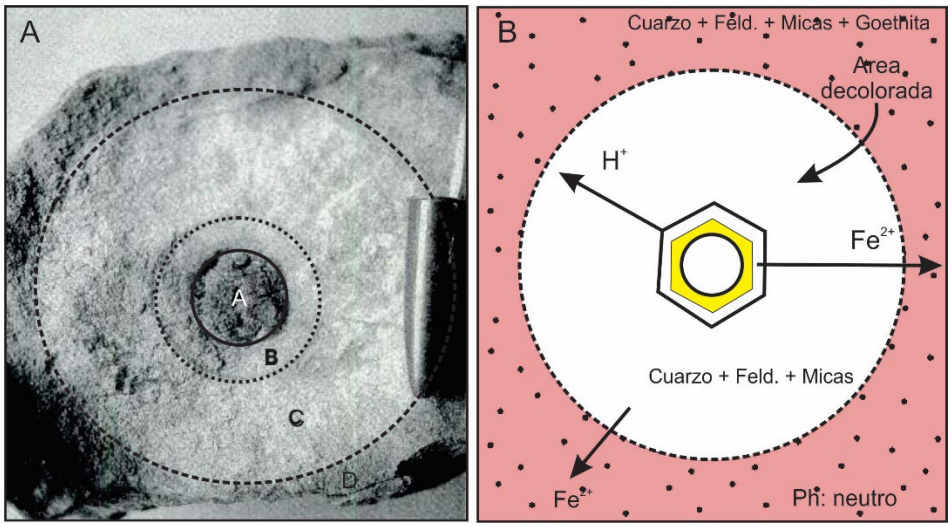


Figura 14.10. A. Ejemplo de una concreción descripta por Caselli et al. (1997), nótese el núcleo más oscuro (A) que muestra enriquecimiento en V, U, Cu y en menor medida Rb en comparación con la roca hospedante; B. Parcial reproducción del modelo de Kawahara et al. (2022a) que explica la formación de concreciones decoloradas en bancos rojos por procesos inorgánicos.

La situación inversa, es decir, concreciones ricas en hematita dentro de areniscas gris blanquecinas o rosadas, en muchos casos dispuestas a lo largo de planos de estratificación o aleatoriamente dentro de la roca, son también frecuentes (Busigny y Dauphas, 2007; Chan et al., 2007; Jha et al., 2021). Cuando este tipo de concreciones ferruginosas son muy abundantes brindan un aspecto característico que ha llevado en algunas situaciones a describirla como "areniscas atigradas" (Holmberg, 1948).

El origen de las concreciones de hierro dentro de una roca hospedante no roja es diverso, ya que pueden formarse desde condiciones de sepultamiento muy somero (incluso en suelos) hasta estados diagenéticos más avanzados (Chan et al., 2007; Potter et al., 2011; Jha et al., 2021). Las primeras tienen diámetros comprendidos entre milímetros (micro-concreciones) y decenas de centímetros, predominando hábitos esféricos a subesféricos. Las segundas, formadas en condiciones de mayor sepultamiento con migración de hierro a lo largo de planos de laminación, suelen presentar formas discoidales.

Por lo general, las concreciones aparecen separadas unas de otras, pero en algunos casos ocurren soldadas y compuestas de dos o tres individuos o raramente en agregados arracimados. El núcleo está a menudo compuesto por material clástico, principalmente cuarzo y feldespato, pudiendo mostrar los granos bordes muy corroídos. El cemento típicamente es hematita o goethita, casi invariablemente de oclusión, dispuesto dentro de una fábrica de granos abierta (en ocasiones cemento soportada, es decir, textura flotante).

El origen de las concreciones en secuencias de bancos rojos está íntimamente relacionado a la migración de hierro a través del fluido poral, ya sea por mecanismos de

difusión o de advección. La precipitación del hierro, desde la solución poral en forma de hematita (u óxidos hidratados), depende de un gran número de factores como, por ejemplo, el pasaje de microambientes reductores a oxidantes, la acidez de la solución poral, la interacción entre cationes y el mecanismo de nucleación, entre otras variables (Chan et al., 2007; Busigny y Dauphas, 2007; Parry, 2011; Jha et al., 2021; Katsuta et al., 2024). Es por ello que no existe un único modelo para el origen de las concreciones ferruginosas, su génesis debe ser estudiada en cada caso a partir de las características petrográficas de la roca hospedante y de las distintas bandas que forman la concreción.

A modo de ejemplo, en la figura 14.11 se muestra la estructura de una concreción alojada dentro de una secuencia de bancos rojos. Nótese que dentro de la concreción son reconocida cinco zonas. La más externa corresponde a la aquí denominada zona decolorada rosada que sirve de límite entre la roca hospedante y la concreción; con frecuencia el contacto entre la zona decolorada y la roca hospedante es neto, por lo que la extensión de la concreción queda bien definida. Sin embargo, en otros casos, el límite roca hospedante-zona decolorada es transicional y cuando ello ocurre es frecuente que, al extraer la concreción del afloramiento, esta se separe por la zona gris blanquecina externa (Fig. 14.11).

La experiencia indica que la diferencia petrográfica entre la roca hospedante y la zona decolorada consiste en que en esta última disminuye el número y espesor de los *rims* de hematita sobre los clastos. Por lo general, el pasaje a la zona gris blanquecina externa es neto y resulta de la casi total desaparición de los *rims* de hematita reemplazados por algún otro tipo de cemento, frecuentemente carbonatos o arcillas. El área descripta en la figura 14.11 como anillo rosado es muy común en la mayoría de las concreciones y en ocasiones incluye más de un anillo de espesor milimétrico separado por áreas de colores más claros. Petrográficamente, el o los anillos rosados, se caracterizan por la presencia de delgadas láminas de hematita o goethita dispuestas como cemento de oclusión concéntrico.

Enlaces a imágenes 14.1: Ejemplos de cementos de hematita

Shogenova et al. (2008): https://link.springer.com/article/10.1007/s11200-009-0007-9. Imágenes petrográficas y MEB de cemento de oclusión de hematita (Figs. 4 y 5).

He et al. (2022): https://doi.org/10.3390/min12080934. Imágenes petrográficas y MEB de algunas morfologías de cemento de hematita. Fotografías de campo de concreciones ferruginosas (Figs. 1,2 y 3).

He et al. (2023): https://doi.org/10.3390/min13081054. Imágenes enfocadas a la generación de hematita a partir de minerales de alteración (por ejemplo, biotita). (Figs. 5, 6, 12 y 13).

Katsuta et al. (2024): https://doi.org/10.1111/sed.13135. Varias imágenes aplicadas al estudio de concreciones.

La zona gris blanquecina interna se encuentra presente en casi todas las concreciones y, en ocasiones, reemplazan al núcleo cuando éste falta. La composición de la zona gris blanquecina interna es variada, pero por lo general consiste en granos de cuarzo y feldespatos cementados por arcillas o carbonatos. Finalmente, el núcleo puede presentar

distinta composición desde carbonático, arcilloso o más raramente enriquecido en minerales de uranio, vanadio o Fe^{2+}.

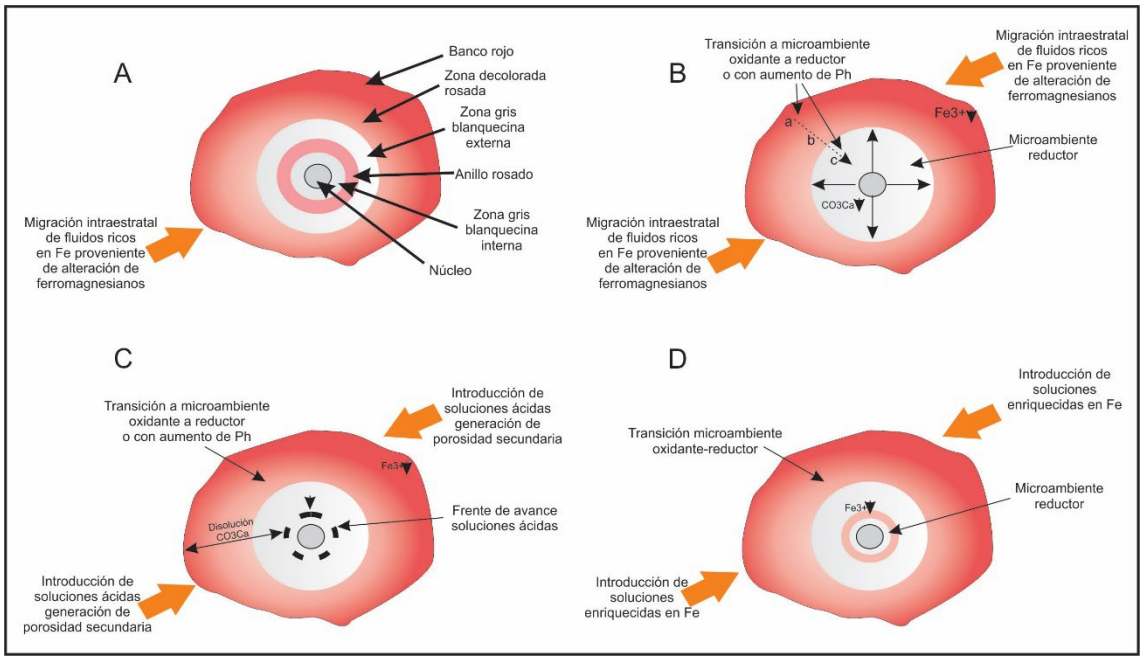


Figura 14.11. Ejemplo de la zonación de bandas observadas en muchas concreciones ferruginosas sintetizado de varios autores (Caselli et al., 1997; Potter y Chan, 2011; Loope et al., 2011; Kawahara et al., 2022a; Katsuta et al., 2024; entre otros). En A se muestran la totalidad de los anillos comúnmente reconocidos y de B a D desde el anillo rosado hasta el núcleo. Para explicación véase el texto.

Lo hasta aquí descripto pretende ser sólo un ejemplo que permita hacer algunas consideraciones sobre los mecanismos de formación de estas concreciones. El primer punto es el origen de la zona decolorada rosada, en este caso la disminución en el número de *rims* de hematita sobre la superficie de los clastos admite, al menos, dos interpretaciones: 1. Remoción del cemento hematítico durante la diagénesis o 2. Falta de precipitación de este cemento. Aunque la remoción no puede excluirse, necesita del ataque de soluciones fuertemente ácidas (probablemente con pH menores a 3) y un ambiente reductor que favorezca la transformación de la hematita en Fe^{2+} soluble o bien la formación de complejos orgánicos de hierro. Si bien estos procesos son posibles durante la diagénesis, e incluso cuando las areniscas son sometidas a soluciones hidrotermales, en muchos casos parece más probable que el origen de la zona decolorada rosada resulte de la no precipitación de hematita (o el óxido hidratado de hierro precursor) debido a cambios a escala microquímica en el pH y el Eh en el fluido poral, particularmente, en la interfaz fluido-clasto. Por ejemplo, una disminución progresiva en la acidez o valores negativos del Eh condicionan la capacidad de precipitación de la hematita, disminuyendo su proporción desde "a" a "b" y prácticamente desaparecer en "c" (Fig. 14.11 B). Nótese que en el ejemplo se ha supuesto la precipitación previa de un cemento temprano de calcita.

Un episodio posterior de disolución de parte del cemento carbonático por medio de soluciones ácidas, provoca un aumento en la porosidad secundaria, que se extiende hasta el frente de avance de las soluciones ácidas ilustrado en la figura 14.11 C. El pH de las soluciones ácidas enriquecidas en Fe aumenta progresivamente hacia el núcleo, hasta volverse casi neutro, favoreciendo en este punto la precipitación del Fe^{3+} a lo largo del frente de reacción controlado por el pH y eventualmente el Eh (Katsuta et al., 2024).

Como se ha mencionado previamente, en muchos casos, se produce la situación inversa, esto es, concreciones de hierro aparecen dentro de secuencias no rojas, frecuentemente en areniscas de colores gris claro, gris verdoso o hasta rosadas (Eichhubl et al., 2004; Busigny y Dauphas, 2007; Shogenova et al., 2009; Jha et al., 2021). Estas concreciones suelen mostrar estructuras internas similares a las descriptas precedentemente, con granos detríticos con fábricas inusualmente abiertas, en ocasiones, flotante en el cemento de oclusión de hematita o goethita e incluso, en algunos casos, notable corrosión del material clástico en el núcleo de la concreción (Busigny y Dauphas, 2007; Shogenova et al., 2009).

El origen de estas concreciones puede ser variado y un punto crítico para develar su génesis es el cálculo de balance de masa para el hierro. Con este objetivo debe medirse en el campo el diámetro de las concreciones, su abundancia y disposición espacial. Luego, petrográficamente determinarse el porcentaje del óxido de hierro (hematita o goethita) y el de granos de material clástico utilizando alguna de las técnicas de análisis de imágenes petrográficas. Con estos datos básicos se han propuesto algunas metodologías de balance de masas. Por ejemplo, Jolliff et al. (2005, en Jha et al., 2021) sugirieron la siguiente expresión:

$$C_{\text{concreción}} \times mf_{\text{concreción}} + C_{\text{roca}} \times mf_{\text{roca}} = C_{\text{ambas concreciones y roca}}$$

Donde C es la concentración en peso de Fe_2O_3 y mf es la fracción de masa de la concreción ($mf_{concretion}$) y de roca (mf_{rock}). Siguiendo esta técnica y asumiendo una densidad de las concreciones de 3,39 g/cm^3 y de la roca de 2,6 gm/cm^3, Jha et al. (2021) estimaron que la formación de concreciones de unos 6 mm de diámetro demandaba alrededor de 9900 años.

El término areniscas bandeadas es utilizado por algunos autores para describir la alternancia de fajas de distinto color, las que pueden o no ser coincidentes con la laminación controlada por variaciones en la proporción de hierro (Fig. 14.12). Dentro de este grupo se reconocen aquí dos tipos principales. Por un lado, aquellas areniscas donde las bandas muestran un arreglo paralelo o subparalelo, en ocasiones, respetando el diseño de estructuras sedimentarias o de los estratos. Por el otro, las de desarrollo concéntrico, discordantes con la estratificación. Dentro del primer grupo, buenos ejemplos han sido descriptos por Vernon (2021) en los que la alternancia de color, y consecuentemente la cantidad de hierro, siguen dos diseños principales: 1. Láminas aproximadamente subparalelas que se intersectan unas a otras y 2. Disposición en forma de artesas. El origen del bandeamiento deriva de la alternancia de láminas donde prevalece el cemento

ferruginoso (goethita, hematita o más raramente limonita) con otras en las que prevalecen cemento de carbonato, arcillas o sílice.

En el caso del bandeamiento concéntrico corresponde a los llamados anillos de Liesegang (*Liesegang rings,* Liesegang, 1913; Sadek y Sultan, 2010; Vernon, 2021), bandas de Liesegang (Ortoleva, 1984; Fu et al., 1994), bloques de Liesegang (*Liesegang blocks*, Shahabpour, 1998) y en el caso de algunas fangolitas rojas con aspecto de cebra ("*zebra rocks*", Loughnan y Roberts, 1990; Katsuta et al., 2024). Se trata de una disposición de láminas, por lo general, en forma de anillos concéntricos, en la que se observa la alternancia de bandas claras con otras de color amarillo, ocre o anaranjado; estas últimas enriquecidas en minerales de hierro como hematita, goethita, lepidocrocita y limonita, en ocasiones, junto a cantidades discretas de magnetita. El espesor de las láminas varía entre milímetros a pocas decenas de centímetros y de acuerdo con su disposición muestra dos tipos morfológicos distintos: 1. Los denominados anillos de nucleación donde sobre un núcleo central se disponen láminas concéntricas con diseño radial hacia afuera y 2. Los anillos tipo ondulados (Quasim et al., 2023).

En un sentido general, los anillos de Liesegang resultan de la concentración diferencial en determinadas láminas de minerales oxidados de hierro generalmente como cemento. Los procesos que ocasionan su formación son muy variados e incluyen: difusión de Fe durante la diagénesis, aporte por advección a lo largo de planos de falla o discontinuidades estratigráficas, percolación de aguas superficiales enriquecidas en hierro durante procesos de meteorización o incluso alteración hidrotermal (Cochran y Elmore, 1987; Kawahara et al., 2022b; Quasim et al., 2023).

Figura 14.12. A la izquierda distintos tipos de bandeamientos, en general, discordantes con la estratificación que incluyen pequeños anillos de Liesegang. A la derecha esquema mostrando la distribución del bandeamiento (sólo algunas láminas han sido representadas: Areniscas medianas con estratificación entrecruzada (Formación Villacorta, Sierra de Famatina, oeste de Argentina).

BANCOS ROJOS Y CEMENTOS DE ÓXIDOS DE HIERRO

Los bancos rojos conforman una parte significativa del registro estratigráfico mundial de secuencias continentales, debiéndose su color a la presencia de óxidos de hierro como cemento. Dentro de ellos la hematita es el principal agente pigmentante, generalmente,

formando cobertura sobre los clastos de areniscas o bien disperso en la matriz de las fangolitas.

La proporción de hematita necesaria para formar bancos rojos no es necesariamente alta ya que los óxidos de hierro, especialmente aquellos dispuestos como cementos de cobertura, tienen un alto poder de tinción. Limarino et al. (1987) realizaron el estudio comparativo de los porcentajes de Fe^{2+}, Fe^{3+} y Fe total de una secuencia que incluye bancos rojos en su parte superior y no rojos en la parte inferior. Los resultados obtenidos mostraron que no existen diferencias significativas en la proporción de Fe^{3+} entre los intervalos rojo y no rojo. Esto confirmó las observaciones de Franke y Paul (1980) en el sentido de que el color no depende de la cantidad total de Fe^{3+} sino en la proporción de "Fe^{3+} libre" capaz de actuar como cemento pigmentante. Debe tenerse en cuenta que en los análisis químicos sobre roca total el Fe^{3+} incluye a dos componentes principales: 1. El comprometido en la estructura de silicatos o en menor medida carbonatos (biotita, anfíboles, piroxenos, siderita, etc.) que tienen un muy limitado poder de tinción y 2. El "Fe^{3+} libre" que corresponde a los óxidos de hierro responsables de la tinción de los bancos rojos (hematita, goethita y magnetita). En otras palabras, no es la cantidad de hierro total ni tampoco la de Fe^{3+} la que define la generación de los bancos rojos, sino específicamente la de "Fe^{3+} libre" que aparece como óxido.

Gran parte de la hematita observada en los bancos rojos deriva de un óxido hidratado precursor que se transforma en hematita. En un sentido general, se postulan tres posibles reacciones (véase Schmalz, 1959, 1968; Berner, 1969; Turner, 1974; El Baz y Prestel, 1982).

$2Fe(OH)_3$ ------- $Fe_2O_3 + 3H_2O$
$2Fe(OH)_3$ ------- $2HFeO_2 + 2H_2O$
$2HFeO_2$ -------- $Fe_2O_3 + H_2O$

La primera reacción contempla la deshidratación inmediata de la limonita o la goethita, mientras que la segunda plantea la existencia de un compuesto intermedio inestables (hidruro ferroso) como paso previo a la formación de hematita. Nótese que cualquiera de las reacciones implica como resultado final una sustancial pérdida de agua.

Existe cierta discrepancia en la temperatura necesaria para la transformación de goethita en hematita. Por ejemplo, Schmalz (1959) sugirió una temperatura de 130º C para que la transformación sea completa, lo que resulta una temperatura relativamente elevada respecto a la obtenida en estudios diagenéticos de varias secuencias de bancos rojos. En contraposición, Berner (1969) observó que, si la goethita está finamente dividida como ocurre frecuentemente, la transformación a hematita tiene lugar a temperatura tan bajas como los 40º C, o sea durante un sepultamiento somero, o incluso en superficie si el clima es cálido y árido. Esta última posibilidad parece ser confirmada por las observaciones de Walker (1979) quien reportó la presencia de pigmento hematítico en granos de arenas de dunas sin mediar enterramiento (véase también El Baz y Prestel, 1982).

En lo que respecta al origen de los bancos rojos, al estado actual del conocimiento deben ser consideradas al menos 4 posibilidades (Krynine, 1949; Skjerlie, 1971; Van Houten, 1973; Turner, 1974, 1980; Walker, 1967, 1979; Walker et al., 1981; Limarino et al., 1987; He et al., 2023; Figs. 14.13 y 14.14). La primera es que en suelos o planicies aluviales del área fuente se hayan formado óxidos hidratados de hierro (limonita, goethita, ferrihidrita, etc.), los que actuarán como precursores del cemento de hematita, especialmente, durante la diagénesis (tipo 1 en Fig. 14.13). En este esquema es la alteración o hidrólisis de minerales ferromagnesianos (olivina, piroxenos, anfíboles, biotita, entre los más comunes) la que produce los óxidos hidratados de hierro, a menudo limonita (término general para la mezcla de óxidos de hierro hidratados) o ferrihidrita ($Fe^{3+}_{10}O_{14}(OH)_2$). Al perder moléculas de agua, estos minerales pueden transformarse en goethita (α-$Fe^{3+}O(OH)$) y eventualmente en hematita antes del sepultamiento. La transformación de la limonita y la goethita en hematita parece ser sólo completa durante el sepultamiento al aumentar la temperatura diagenética (Schwertmann y Murad, 1983; Schwertmann, 1988).

TIPO	*MECANISMO DE FORMACION DEL CEMENTO*	*TEXTURAS*
Tipo 1	*En área fuente*: Formación de óxidos hidratados de hierro (limonita, goethita, etc) por alteración de minerales ferromagnesianos (biotita, anfíboles, etc) *Durante la diagénesis*: Transformación de los oxidos hidratados de hierro en hematita	Prevalecen los rims de hematita sin interrupción en contactos primarios entre clastos
Tipo 2	*En área fuente*: Prevalece la liberación de clastos de minerales ferromagnesianos con limitado grado de alteración (biotita, anfíboles, piroxenos etc.) *Durante la diagénesis*: Alteración de granos ferromagnesianos y formación de hematita	Prevalecen los rims de hematita con interrupciones en contactos primarios entre clastos
Tipo 3	*En área fuente:* Liberación de clastos cubiertos por rims de hematita formados en secuencias previas de bancos rojos *Durante la diagénesis:* El cemento de cobertura puede ocasionalmente aumentar por el aporte de rims de hematita tipo 1 o 2	Los rims de hematita son a menudo continuos, ocasionalmente discontinuos y mejor preservados en engolfamientos de clastos
Tipo 4	Por precipitación química directa (bancos rojos químicos)	Láminas de hierro bandeado (hematita, magnetita alternando con niveles silíceo) o capas de hematita masiva

Figura 14.13. Principales diferencias entre los cuatro tipos genéticos de bancos rojos sobre la base del origen del cemento ferruginoso (principalmente hematita).

La formación de limonita, ferrihidrita o goethita a partir de minerales ferromagnesianos está controlada principalmente por el tipo de roca madre y el clima. Condiciones tropicales a subtropicales aceleran notablemente la alteración de silicatos ferromagnesianos. Un buen ejemplo resulta la meteorización de rocas madres basálticas, la que lleva a la formación de suelos rojos con altos tenores de limonitas, goethita, ferrihidrita y eventualmente hematita. No obstante, la generación de óxidos hidratados de hierro amorfos o con baja cristalinidad ha sido también reportada, aunque en menor

medida, en una amplia gama climática que comprende desde condiciones tropicales templadas hasta semiáridas. Un buen ejemplo de la formación de *red beds,* en condiciones semiáridas e incluso áridas, ha sido proporcionado por Walker (1967) sobre arenas del desierto de Sonora.

Una segunda posibilidad es que el óxido de hierro haya sido formado posteriormente a la depositación durante la diagénesis por alteración intraestratal de biotita, anfíboles, piroxenos, eventualmente olivina o siderita y aún ciertas arcillas como la clorita (tipo 2 en Fig. 14.13; Krynine, 1949; Walker, 1967, 1979; Walker y Ribbe, 1967; Glennie, 1970; Turner, 1974, 1980; Al-Rawi, 1983, Limarino et al., 1987). Aunque en este esquema es necesario que el área fuente haya provisto minerales ricos en hierro, su proporción no debería ser necesariamente muy alta. Varios trabajos han demostrado que un discreto porcentaje de minerales ferromagnesianos es suficiente para producir la hematita necesaria para la formación de bancos rojos (Turner, 1974; McBride, 1974; Walker, 1979; Al Rawi, 1983; Limarino et al., 1987; He et al., 2023).

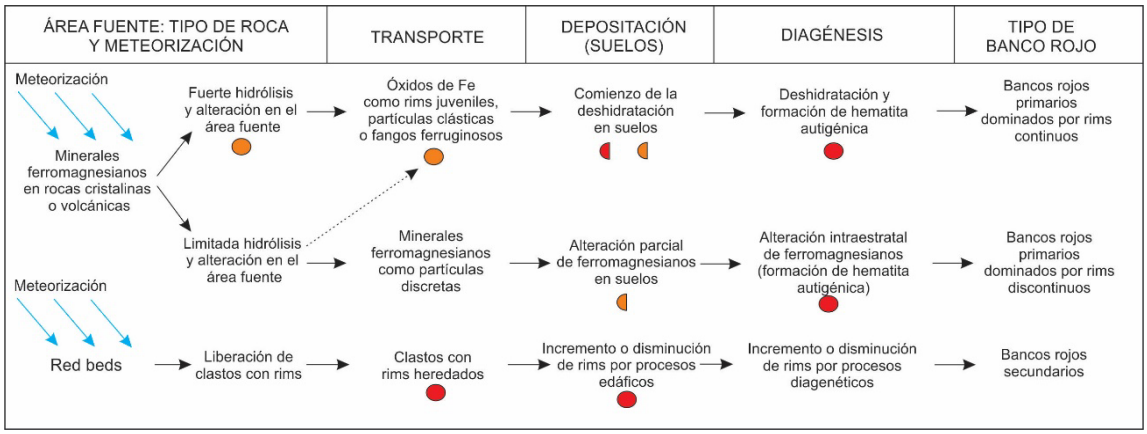


Figura 14.14. Síntesis de la formación de los diferentes tipos de bancos rojos.

Un tercer origen es que el cemento de hematita derive de una secuencia de bancos rojos más antigua (*red beds* secundarios en el sentido de Krynine, 1949, tipo 3 en Fig. 14.13) y, por lo tanto, la formación de la hematita corresponda a un ciclo sedimentario-diagenético previo. Esta situación es más común en bancos rojos que cubren a secuencias de *red beds* previamente formadas, las que han actuado como áreas de proveniencia. En los bancos rojos secundarios, la disposición de los *rims* de hematita alrededor de los clastos es variable. En muchos casos, los *coatings* cubren totalmente a los granos y no se interrumpe en los contactos primarios demostrando su origen previo a la depositación. Sin embargo, no es infrecuente que durante el transporte los *rims* de hematita hayan sido parcialmente eliminados por abrasión, resultando en una cobertura parcial de los granos. Por efecto del transporte, los *rims* de hematita en bancos rojos secundarios aparecen con frecuencia mejor preservados en engolfamientos e irregularidades de los clastos, donde el cemento ha sido mejor protegido de la abrasión.

Finalmente, una cuarta posibilidad corresponde a los "*chemical red beds*" de Krynine (1949) en donde la hematita resultaría de la precipitación directa de soluciones ricas en

Fe^{3+} (tipo 4 en Fig. 14.13). Aunque este escenario fue muy importante durante el Precámbrico y condujo a la formación de las secuencias de hierro bandeado, la relevancia de la precipitación directa de hematita en la formación de bancos rojos, durante el Fanerozoico, fue muy limitada.

Teniendo en cuenta lo hasta aquí dicho debe subrayarse que los bancos rojos no tienen significado paleoclimático alguno, toda vez que en muchos casos el color es de origen diagenético (para mayores precisiones véase Krynine, 1949; Turner, 1974, 1980; Folk, 1976; Limarino et al., 1980; He et al., 2023). Es más, los bancos rojos no necesariamente indican un ambiente de sedimentación continental, ya que algunos ejemplos de bancos rojos marinos o en sistemas transicionales han sido proporcionados por varios autores (McBride, 1974; Franke y Paul, 1980; Wagreich et al., 2009; Card y Montenari, 2023). Estos bancos rojos no continentales, donde el cemento de hematita es casi invariablemente diagenético, han sido divididos en tres categorías mayores (Brett et al., 2012; Rong et al., 2012): 1. Bancos rojos tipo oceánicos depositados en ambientes pelágicos o hemipelágicos; 2. Bancos rojos sedimentados en áreas de *offshore* a margen de rampa y 3. Bancos rojos marino someros (Zhang et al., 2014; Liu et al., 2016).

Téngase en cuenta que, exceptuando los bancos rojos secundarios, los *red beds* formados en ambientes marinos o transicionales muestran hematita de origen diagenético, la que puede haber derivado de la transformación de arcillas ferruginosas o la alteración de minerales ferromagnesianos.

SULFUROS DE HIERRO

La importancia de los sulfuros de hierro como cementos varía con el tamaño de grano de la roca ya que aparecen con frecuencia en las fangolitas, son mucho menos comunes que los óxidos en las areniscas y raramente están presentes en cantidades significativas cementando conglomerados.

Estos cementos están dominados por dos polimorfos del S_2Fe, por un lado, la pirita de estructura cristalina cúbica y, por el otro, la marcasita de configuración ortorrómbica, siendo la pirita el más común. Ambos cementos son mayormente precipitados en ambientes reductores, ricos en materia orgánica durante la eodiagénesis o también sobre la superficie depositacional antes de sufrir un sepultamiento significativo.

La pirita aparece como mineral opaco con luz trasmitida por lo que su mejor caracterización se logra con luz reflejada, exhibiendo con luz oblicua bajo microscopio petrográfico color plateado a dorado. La pirita presenta en muchos casos un característico hábito cúbico, ya sea con disposición intergranular, o formando cristales muchos más pequeños entrelazados con arcillas en cementos de cobertura. Ocasionalmente, los cristales de pirita pueden oxidarse parcialmente y transformarse en goethita o hematita en sus bordes, cuando ello ocurre los márgenes de los cristales cúbicos de pirita muestran un reborde rojo anaranjado. En otros casos, el reemplazo de la pirita por goethita o hematita

es total y la presencia previa del sulfuro es sólo sugerida por el hábito cúbico de los cristales.

De acuerdo con la fábrica se pueden distinguir diferentes tipos de cementos (Fig. 14.15). Por un lado, el cemento de oclusión con escaso o nula presencia de matriz, donde la pirita cubre uniformemente el espacio intergranular sellando casi por completo la porosidad depositacional. En casos extremos pueden desarrollarse texturas poikilotópicas (Morad, 1986; Rossi et al., 2001), que ocasionalmente muestran evidencias de desplazamiento de clastos, indicando una formación muy temprana del cemento, incluso muy cerca de la superficie depositacional (Rossi et al., 2001). Es común que los cristales de pirita tiendan a desarrollar desde formas cristalinas cúbicas hasta octaédricas e incluso puede aparecer con el típico aspecto del piritoedro (dodecaedro pentagonal que es una forma hemiédrica de la pirita) hasta octaédricas (Fig. 14.15).

Una segunda fábrica corresponde a masas de pirita dispuesta en racimos, distribuidas irregularmente a lo largo del espacio intergranular donde los agregados de pirita aparecen, por lo general, asociados a cementos de arcilla, principalmente clorita. Esta configuración puede pasar a agregados subcirculares de pirita que, por su semejanza a frambuesas, fueron denominados framboidales por Rust (1935). Este tipo de agregados puede ser muy común en algunas areniscas y se caracteriza por la presencia de diminutos cristales de pirita (por lo general menor a 2 micrones) que se agrupan formando cuerpos subcirculares cuyo diámetro oscila entre 50 y 10 micrones (raramente superan los 80 micrones, Rickard, 2019; Fig. 14.15).

TIPO – TEXTURA	***OBSERVACIONES***
Cristales cúbicos	Por lo general desde 60 micrones hasta 200 micrones mayormente como cristales aislados, los de mayor tamaño casi invariablemente como cemento de oclusión, los de menor diámetro tanto como cementos de oclusión como tipo *rims* asociados a coberturas arcillosas
Agregados framboidales	Agregados de cristales de pirita que forman *framboides* por lo general de formas subcirculares de hasta 70 micrones de diámetro
Agregados poliframboidales	Consiste en el agrupamiento de agregados framboidales
Agregados de cristales octaédricos o en forma de piritoedro	Son frecuentes como cemento de oclusión exhibiendo formas cristalinas características. Como en el caso de los cristales cúbicos pueden también aparecer formando *rims* alrededor de los clastos entremezclados con arcilla
Agregados radiales	Cristales de pirita alargados que se disponen radialmente, muy frecuentemente asociado a marcasita
Cristales maclados en punta de lanza	Cristales alargados con extremos asemejando a puntas de lanza (*spearhead texture*), en ocasiones maclados, frecuente en la marcasita.

Figura 14.15. Principales texturas de los cementos de sulfuros de hierro.

Las condiciones para la formación de la pirita framboidal han sido objeto de algún debate (véase Rickard et al., 1995; Schoonen, 2004; Dongsheng et al., 2022) y su origen parece estar relacionada a la previa precipitación de greigita (un sulfuro de hierro

precursor) y la posterior conversión a pirita framboidal. Otros autores, sin embargo, no consideran necesaria la previa precipitación de greigita para la formación de los framboides (Butler y Rickard, 2000). El tiempo necesario para la generación de pirita framboidal ha sido analizado por Rickard (2019).

Una variante de esta configuración corresponde a las texturas poliframboidales definidas por Love (1971, véase también Yue et al., 2021) para describir el agrupamiento de framboides que a menudo interfieren unos con otros (Figs. 14.15, 14.16 y 14.17).

La presencia de masas de cristales de pirita alargados, dispuestos en arreglos radiados, aparece con menos frecuencia y, en muchos casos, se asocia a la marcasita formando cementos en roseta (Fig. 14.15).

La pirita puede también aparecer como cemento tipo *rim*, el que por lo general consiste en pequeños cristales de configuraciones octaédricas, cúbicas y en forma de piritoedro, a menudo con diámetros menores a los 10 micrones. En estos casos, la pirita se distribuye en forma discontinua sobre la superficie de los clastos, casi siempre asociada a *rims* arcillosos (Fig. 14.15).

Otras formas de presentación de la pirita son: como nódulos, concreciones o rellenando fracturas, asociada a hematita o goethita formadas por la oxidación parcial del sulfuro original. Debido a que la pirita se origina en ambientes reductores, suele asociarse a uranio en algunos casos formando yacimientos de importancia económica (Bonnetti et al., 2020; Yue et al., 2021).

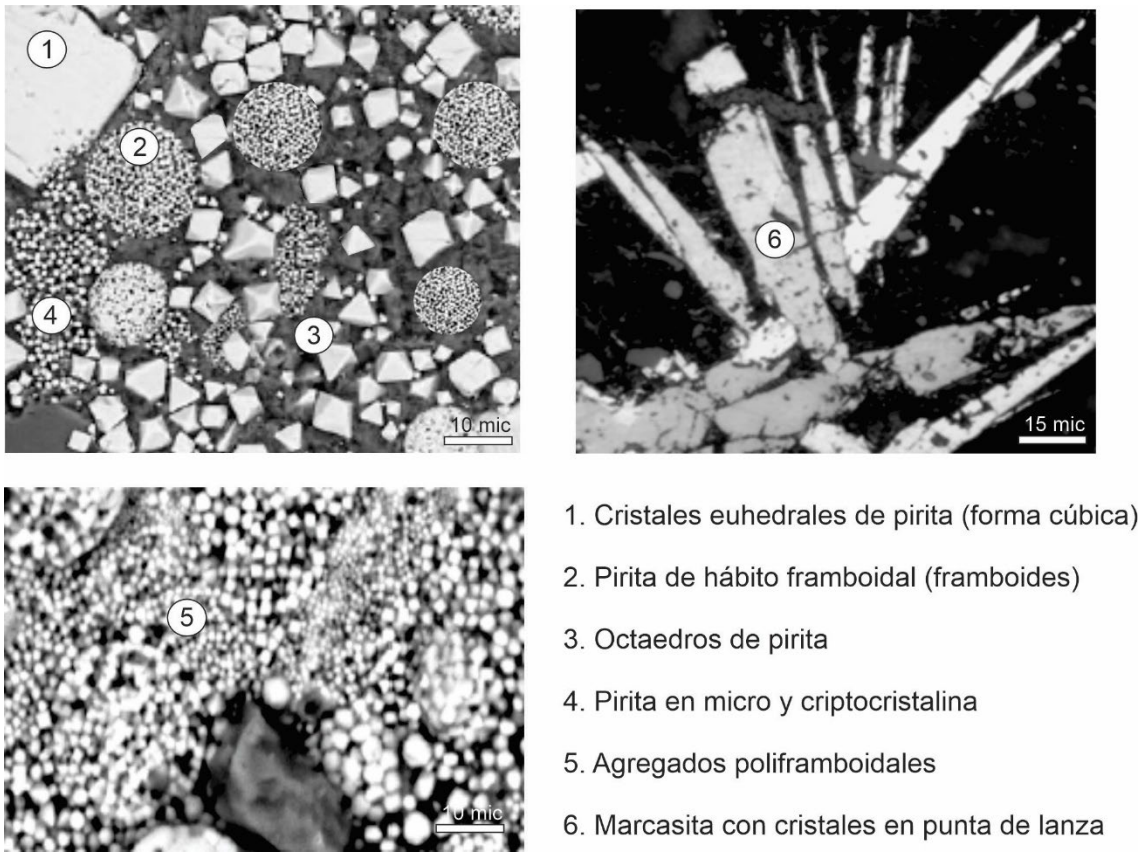


Figura 14.16. Imagen compuesta mostrando varios tipos texturales de pirita autigénica (compilado de Rossi et al., 2001; Schieber, 2007; e imágenes propias)

La pirita también aparece en algunas areniscas como reemplazo de clastos, sustituyendo en forma parcial o total a silicatos ferromagnesianos (iddingsita, anfíboles, piroxenos, olivina) o fragmentos líticos de lutitas, especialmente las ferruginosas (Fig. 14.17).

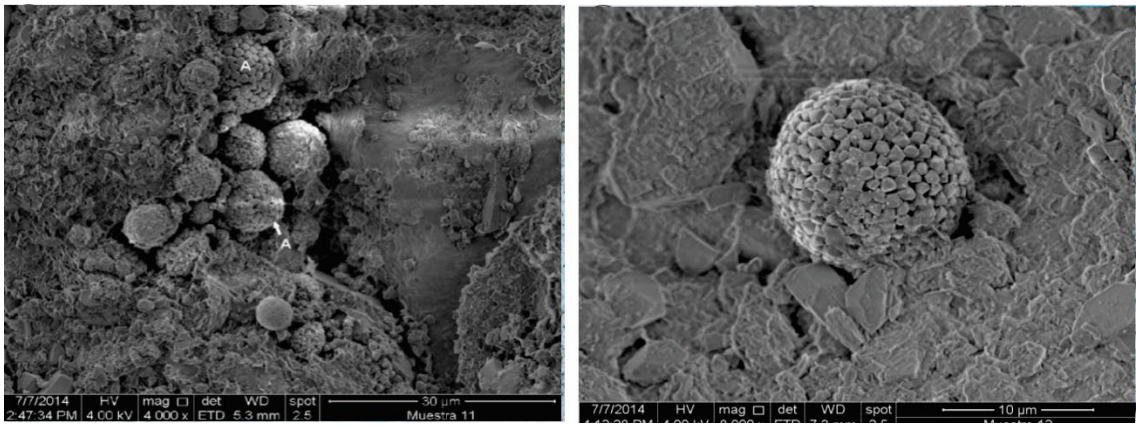


Figura 14.17. Ejemplo de framboides de pirita, obsérvese la tendencia a formar agregados de cristales cúbicos.

En lo que respecta a la marcasita, presenta algunas características ópticas que la diferencian de la pirita. Así la marcasita bajo luz reflejada es pleocroica, forma cristales preferentemente alargados, con forma en punta de lanza (*spearhead textura*) y frecuentemente maclados (Figs. 14.15 y 14.16). En secciones lo suficientemente delgadas cuando se la observa bajo luz trasmitida suele mostrar colores gris claros a gris amarillento y puede disponerse en agregados radiados.

La marcasita, en ocasiones, aparece estrechamente asociada a pirita. En algunos casos, los agregados framboidales de pirita presentan en sus márgenes cristales de marcasita que utilizaron a estos framboides como núcleo de precipitación. Aunque no está claro por qué la precipitación inicial de pirita es sustituida por marcasita, es probable que el cambio de la estructura cristalina se deba a variaciones en la velocidad de precipitación del S_2Fe desde la solución poral.

ORIGEN DE LA PIRITA Y MARCASITA

El origen de la pirita autigénica debe ser analizado teniendo en cuenta tres aspectos principales: 1. El ambiente sedimentario-diagenético, 2. La fuente del Fe^{2+} y 3. Los procesos que aportaron el azufre al sistema para la formación de la pirita.

Con respecto al primer punto, si bien la pirita se forma mayormente en ambientes marinos y en condiciones diagenéticas superficiales o de muy bajo sepultamiento, existen otros ambientes depositacionales donde ha sido reportada su formación (Chanton et al., 1987; Rickard et al., 1995; Schoonen, 2004). Por ejemplo, pirita autigénica ha sido citada

en ambientes lacustres (Suits y Wilkin, 1998; Cao et al., 2020; Warren, 2000; Khan et al., 2021), en mantos de carbón (Vidodo et al., 2010), en paleosuelos de cuencas de inundación fluvial (Brennan y Lindsay, 1996; Widodo et al., 2010) y niveles vinculados a freáticas (Kimblin y Johnson, 1992; Schoonen, 2004).

En lo que se refiere al origen del hierro, y dejando de lado los aportes hidrotermales, la presencia de Fe^{2+} en la solución poral en areniscas puede ser atribuida a varias fuentes, como ser la alteración de clorita, desferrización de biotita u otros ferromagnesianos, o bien la liberación de Fe^{2+} desde fragmentos líticos, en especial, cuando el contenido de material vítreo es alto. Las alteraciones podrían haberse producidas en ambientes oxidantes y luego liberar el Fe^{2+} en condiciones reductoras, siempre en zonas próximas a la superficie depositacional o durante una diagénesis muy somera. Probablemente fue Morad (1986) el primero en analizar con detenimiento los procesos de liberación de Fe^{2+} para producir cemento de pirita o marcasita en areniscas. De acuerdo con este autor la relación Fe/(Fe + Mg) mostrada por la clorita regula la cantidad de Fe^{2+} liberada y consecuentemente la proporción de pirita autigénica.

Otro silicato capaz de generar significativas cantidades de hierro es la biotita. La proporción de hierro en este filosilicato varía en un rango muy amplio según su origen y variedad composicional. Por ejemplo, en la siderofilita puede alcanzar valores tan altos como 20% de hierro total (Acker y Bricker, 1992; Karimpour et al., 2011; Holgersson et al., 2024). Por otro lado, existe una fuerte dependencia del pH para la disolución de la biotita siendo más soluble en pH ácidos. Cleaves et al. (1970) y Acker y Bricker (1992) utilizaron la siguiente reacción para expresar la disolución de la biotita en medio ácido:

$$3K_2(Mg_3Fe_3)Al_2Si_6O_{20}(OH)_4 \text{ (biotita)} + 8H_2O + 12H_2CO_3 + 6H^+ + 3/2\ O_2 \rightarrow$$
$$2[(Mg_3,Fe_3)Al_3Si_5O_{20}(OH)_4.8\ H_2O \text{ (vermiculita)} + 6K^+ +$$
$$3Mg^{2+} + 3Fe^{2+} + 8SiO_2 + 12HCO_3 + 3H_20.$$

La reacción muestra la formación de vermiculita como fase sólida a partir de alteración de biotita y la liberación de Fe^{2+} al medio poral. Sin embargo, como parte del hierro queda dentro de la estructura de la vermiculita como Fe^{3+}, en estados más avanzados de alteración este podrá ser reducido y removido como fuente complementaria de Fe^{2+}.

Existiendo suficiente Fe^{2+}, SH^- y SO_4^{2-} en la solución poral, la formación de pirita en el ciclo sedimentario puede resumirse en dos caminos diferentes: 1. Acción biogénica (a partir de procesos metabólicos bacterianos) y 2. Dismutación química (a partir tiosulfatos o sulfitos).

Con respecto al primer origen, en fondos marinos y eventualmente lacustres, sobre el lecho o a muy baja profundidad de sepultamiento, bacterias heterotróficas producen la reducción del sulfato, la que puede ser sintetizada según las reacciones 1 y 2:

$$SO_4^{2-} + 8H^+ + 8e^- \rightarrow SH_2 + 4H_2O \text{ (reacción 1)}$$

$2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow 2CO_3H^- + SH^- + H^+$ (reacción 2)

En la reacción 2, el formaldehído (CH_2O) es uno de los compuestos producido en las primeras etapas de la degradación de la materia orgánica y se combina con el ion sulfato para formar bicarbonato y sulfuro de hidrógeno (SH^-).

El Fe^{2+} resultante de algunos de los procesos arriba citados y distribuido en el fluido intergranular, se combina con el SH^-, aunque no forma inicialmente pirita, sino mackinawita (un monosulfuro de hierro de estructura tetragonal, reacción 3), debido aparentemente a que la rápida precipitación del SFe impide la nucleación y el desarrollo de cristales de pirita (Schoonen, 2004; Kamyshny et al., 2004; Duverger et al. 2020, reacción 2).

$Fe^{2+} + HS^- \rightarrow FeS$ (mackinawita) $+ H^+$ (reacción 3)

La mackinawita y, en algunas ocasiones, greigita ($Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2\ S_4$) actúan como precipitados minerales precursores de la pirita de acuerdo con la reacción 4 (Berner, 1970; Pye, 1981; Schoonen, 2004; Duverger et al., 2020). La presencia tanto de mackinawita como greigita en rocas sedimentarias no es frecuente, probablemente porque se tornan fuertemente inestables a favor de la pirita al aumentar la temperatura diagenética.

$FeS + S^0 \rightarrow S_2Fe$ (reacción 4)

El origen bacteriano versus el fraccionamiento químico en la formación de pirita puede ser dilucidado analizando los isótopos del azufre $\delta^{32}S$ y el $\delta^{34}S$. Ambos isótopos son fraccionados durante el metabolismo bacteriano; la unión O-$\delta^{32}S$ es más débil que la O-$\delta^{34}S$ por lo que las bacterias incorporarán en menor proporción el isótopo más pesado y con unión más fuerte con el oxígeno. Esto hace que la pirita formada a partir de metabolismo bacteriano esté comparativamente enriquecida en $\delta^{32}S$ con respecto al sulfato original (Fig. 14.18 A; Goldhaber et al., 1978; Curtis, 1980; Gregory y Kohn, 2000; Yue et al., 2020).

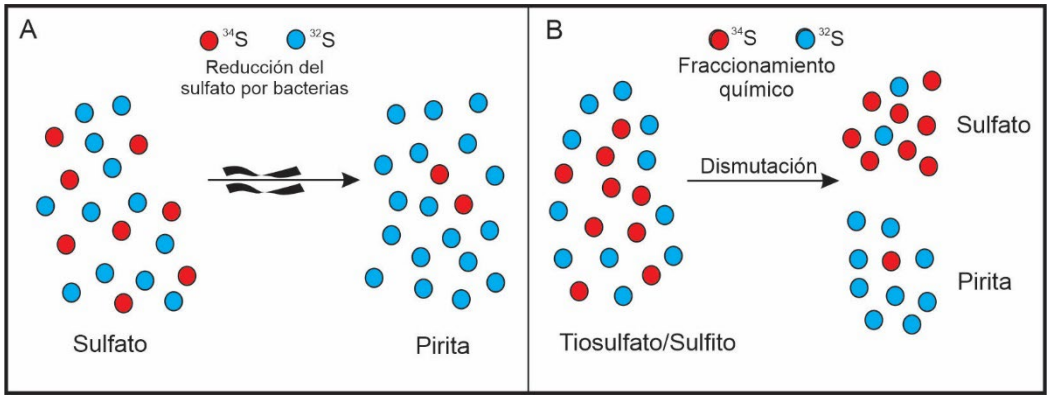


Figura 14.18. Síntesis de los distintos procesos formadores de pirita y su relación con el fraccionamiento isotópico (modificado de Gregory y Kohn, 2020 y Yue et al., 2021)

Otra situación diferente, sin la intervención bacteriana, se plantea a partir de la dismutación química (proceso de reducción-oxidación donde un elemento es oxidado y reducido en la misma reacción, Fig. 14.18 B). En este caso, la oxidación de una generación previa de pirita u otros sulfuros de hierro primarios, llevan a menudo a la formación de productos solubles e inestables como el tiosulfato ($S_2O_3^{2-}$) o el sulfito (SO_3^2) (Goldhaber et al., 1978; Yue et al., 2021). La transformación de estos componentes en pirita autigénica es señalada en la reacción 5.

$$Fe^{2+} + 2S_20_3^{2-} + H_20 \rightarrow S_2Fe + HSO_3^- + H^+ + SO4^{-2}$$ (reacción 5)

Nótese que, como producto de la reacción entre el Fe^{2+} y el tiosulfato, se generan al mismo tiempo pirita autigénica, sulfatos y bisulfitos adicionando un medio ácido a la reacción. En general, la pirita formada por este proceso debería estar enriquecida en isótopos $\delta^{32}S$ con respecto al tiosulfato o al sulfito, aunque en contraposición, el ion sulfato estaría enriquecido en $\delta^{34}S$ (Yue et al., 2021).

Debe tenerse en cuenta que cualquiera sea el proceso formador de la pirita, metabolismo bacteriano o dismutación química, valores cambiantes en la relación $\delta^{34}S$ / $\delta^{32}S$ en una misma muestra, o a lo largo de un cristal, podrían indicar la presencia de más de una generación de pirita autigénica, reflejando distintas condiciones ambientales y/o diagenéticas.

En lo que respecta a la marcasita, no están aún claras las condiciones que promueven su formación en detrimento de la de la pirita. Observaciones petrográficas muestran que frecuentemente la marcasita crece sobre cristales de pirita previamente formados, e incluso en el caso de la textura framboidal es mucho más común la pirita que la marcasita. Estas observaciones llevan a pensar que la pirita se origina mucho más fácilmente de la transformación de la mackinawita y de la greigita que la marcasita.

Algunos autores han sugerido el control del pH sobre la precipitación de marcasita versus pirita, indicando que la marcasita se ve favorecida por un pH inferior a 5. Por otro lado, varios investigadores han indicado que la formación de marcasita en lugar de pirita es la consecuencia de la diferencia en la cinética de crecimiento cristalino vinculada a la protonación del S_2^{2-} (para más información véase Murowchick y Barnes, 1986; Schoonen y Barnes, 1991; Schoonen, 2004).

Enlaces a imágenes 14.2: Ejemplos de cementos de pirita

Rossi et al. (2001): https://doi.org/10.1306/2dc40955-0e47-11d7-8643000102c1865d Imágenes petrográficas y MEB para cementos ferruginosos incluyendo pirita, siderita y dolomita ferrosa (Figs. 4 a 8).

Yue et al. (2021): https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104512 Imágenes con luz reflejada y MEB de cementos de pirita en yacimientos de uranio (Figs. 4 y 3).

Morad (1986): https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90037-0 Imágenes petrográficas y MEB para ilustrar relación diagenética entre clorita- pirita y biotita-pirita (Figs. 1 a 4).

BIBLIOGRAFÍA

Acker, J. G., & Bricker, O. P. (1992). The influence of pH on biotite dissolution and alteration kinetics at low temperature. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(8): 3073-3092.

Al-Rawi, Y. (1983). Origin of red color in the Gercus Formation (Eocene), northeastern Iraq. Sedimentary Geology, 35(3): 177-192.

Berner, R. A. (1969). Goethite stability and the origin of red beds. Geochimica et Cosmochimica Acta 33: 267-273.

Berner, R. A. (1970). Sedimentary pyrite formation. Am. J. Sciences, 268 (1): 1–23.

Bonnetti, C., Zhou, L., Riegler, T., Brugger, J. & Fairclough, M. (2020). Large S isotope and trace element fractionations in pyrite of uranium roll front systems result from internally-driven biogeochemical cycle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 282: 113–132.

Brennan, E. W. & Lindsay, W. L. (1996). The role of pyrite in controlling metal ion activities in highly reduced soils. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 3609–3618.

Brett, C. E., McLaughlin, P. I., Histon, K., Schindler, E. & Ferretti, A. (2012). Time-specific aspects of facies: state of the art, examples, and possible causes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 367: 6–18.

Busigny, V. & Dauphas, N. (2007). Tracing paleofluid circulations using iron isotopes: A study of hematite and goethite concretions from the Navajo Sandstone (Utah, USA). Earth and Planetary Science Letters, 254(3-4): 272-287.

Butler, I. B. & Rickard, D. (2000). Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfi de by hydrogen sulphide: Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 2665–2672.

Cao, H., He, W., Chen, F. & Kong, D. (2020). Superheavy pyrite in the Upper Cretaceous mudstone of the Songliao Basin, NE China and its implication for paleolimnological environments. Journal of Asian Earth Sciences, 189: 104156.

Card, C. J. & Montenari, M. (2023). Comparative geochemistry of Early Carboniferous marine red beds (MRBs) and their significance for deep time paleoceanographic reconstructions. Sedimentary Geology, 444: 106313.

Caselli, A. T.; Limarino, C. O. & Castro, L. N. (1997). Hallazgo de concreciones con micas vanadiníferas en sedimentitas de la Formación Patquía (Pérmico), Sierra de Maz, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52: 223-227.

Chan, M. A., Ormco, J., Park, A.J., Stich M., Souza-Egipsy, V. & Komatsu, G. (2007). Models of iron oxide concretion formation: Field, numerical and laboratory comparisons. Geofluids, 7(3): 356–368.

Chanton, J. P., Martens, C. S. & Goldhaber, M. B. (1989). Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin., 8: A sulfur isotope budget balanced by differential

diffusion across the sediment–water interface. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 1201–1208.

Cleaves, E. T.; Godfrey, A. E. & Bricker, O. P. (1970) Geochemical balance of a small watershed and its geomorphic implications. Geol. Soc. Amer. Bull., 81: 3015-3032.

Cochran, K. A., & Elmore, R. D. (1987). Paleomagnetic Dating of Liesegang Bands. SEPM Journal of Sedimentary Research, 57(4): 701–708.

Curtis, C. D. (1980). Diagenetic alteration in black shales. Journal of the Geological Society, 137(2): 189-194.

Dongsheng, W., Jinchuan, Z., Zhen, L., Zhongzheng, T., Jialiang, N., Wang, D. & Cong, Z. (2022). Formation mechanism of framboidal pyrite and its theory inversion of paleo-redox conditions. Geology in China, 49(1): 36-50.

Duverger, A., Berg, J. S., Busigny, V., Guyot, F., Bernard, S. & Miot, J. (2020). Mechanisms of pyrite formation promoted by sulfate-reducing bacteria in pure culture. Frontiers in Earth Science, 8: 588310.

Eichhubl P., Taylor W. L., Pollard D. D. & Aydin A. (2004). Paleo-fluid flow and deformation in the Aztec Sandstone at the Valley of Fire. Geol. Soc. Am. Bull., 116: 1120−1136.

El-Baz, F., & Prestel, D. (1982). Coatings on sand grains from Southwestern Egypt. Annals of the Geological Survey of Egypt: 175-188.

Fischer, R. P., & Stewart, F. H. (1961). Copper, vanadium and uranium deposits in sandstone - their distribution and geochemical cycle. Economic Geology, 56: 509-520.

Folk, R. L. (1976). Reddening of desert sands: Simpson Desert, N.T., Australia. J. Sediment. Petrology, 46: 604–615.

Franke, W. & Paul, J. (1980). Pelagic redbeds in the Devonian of Germany—deposition and diagenesis. Sedimentary Geology, 25: 231-256.

Friend, P. F. (1966). Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains, U.S.A.Q.J. Geol. Soc. Lond., 122: 273-292.

Fu, L., Milliken, K. L., & Sharp, J. M. (1994). Porosity and permeability variations in fractured and Liesegang-banded Breathitt sandstones (Middle Pennsylvanian), eastern Kentucky: Diagenetic controls and implications for modeling dual porosity systems. Journal of Hydrology, 154(1–4): 351–381.

Glennie, K.W. (1970). Desert Sedimentary Environments. Elsevier, Amsterdam 222 pp.

Goldhaber, M. B., Reynolds, R. L. & Rye, R. O. (1978). Origin of a South Texas roll-type deposit; II, Sulfide petrology and sulfur isotope studies. Economic Geology, 73(8): 1690-1705.

Gregory, D. D., & Kohn, M. J. (2020). Pyrite: Fool's gold records starvation of bacteria. American Mineralogist, 105. 282–283.

Guy, B. M., Beukes, N. J. & Gutzmer, J. (2010). Paleoenvironmental controls on the texture and chemical composition of pyrite from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa. South African Journal of Geology, 113(2): 195-228.

Harrison, E. D. (1975). Concretionary concentrations of the rarer elements in Permo-Triassic red beds of south-west England. Bulletin Geological Survey Great Britain, 52: 1-26.

He, W., Yang, Z., Hu, J., Zhang, K. & Li, H. (2023). Color Origin of Red Beds within the Danxia Basin, Southern China. Minerals, 13(8): 1054.

Hofmann, B. A. (1990). Reduction spheroids from northern Switzerland: mineralogy, geochemistry and genetic models. Chemical Geology, 81(1-2): 55-81.

Holgersson, S., Drake, H., Karlsson, A., & Krall, L. (2024). Biotite dissolution kinetics at pH 4 and 6.5 under anaerobic conditions and the release of dissolved Fe (II). Chemical Geology, 122204.

Holmberg, E. (1948). Geología del Cerro Bola. Contribución al Conocimiento de la Tectónica de la Sierra Pintada. Boletín 68, S.I.C. 82, 52 p. Buenos Aires, Dirección General de Industria Minera

Jha, P., Das, P., & Ray, D. (2021). Understanding genesis of iron oxide concretions present in Dhandraul (Vindhyan) Sandstone: Implications in formation of Martian hematite spherules. Journal of Earth System Science, 130: 1-20.

Jolliff, B. L., & Athena Science Team. (2005). Composition of Meridiani hematite-rich spherules: A mass-balance mixing-model approach. In 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference (p. 2269).

Kamyshny, A., Goifman, A., Gun, J., Rizkov, D., & Lev, O. (2004). Equilibrium distribution of polysulfide ions in aqueous solutions at 25 °C: a new approach for the study of polysulfides' equilibria. Environ. Sci. Technol. 38 (24): 6633–6644. doi:10.1021/es049514e

Karimpour, M. H., Stern, C. R., & Mouradi, M. (2011). Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. Journal of Crystallography and Mineralogy 18: 89-100.

Katsuta, N., Sirono, S. I., Umemura, A., Kawahara, H., Masuki, Y., Yoshimizu, C., ... & Yoshida, H. (2024). Rhythmic iron-oxide bands of Navajo Sandstone concretions and Kimberley banded claystone: Formation process and buffering reaction rate by diagenetic alteration. Sedimentology, 71(1): 241-262.

Kawahara, H., Yoshida, H., Nishimoto, S., Kouketsu, Y., Katsuta, N., & Umemura, A. (2022a). Bleached-spot formation in Fe-oxide-rich rock by inorganic process. Chemical Geology, 609: 121049.

Kawahara, H., Yoshida, H., Yamamoto, K., Katsuta, N., Nishimoto, S., Umemura, A., & Kuma, R. (2022b). Hydrothermal formation of Fe-oxide bands in zebra rocks from northern Western Australia. Chem. Geol., 590: 120699.

Khan, D., Qiu, L., Liang, C., Mirza, K., Rehman, S. U., Han, Y., ... & Kra, K. L. (2021). Genesis and distribution of pyrite in the Lacustrine Shale: evidence from the Es3x shale of the eocene shahejie formation, Zhanhua Sag, East China. ACS omega, 7(1): 1244-1258.

Kimblin, R. T., & Johnson, A. C. (1992). Recent localised sulphate reduction and pyrite formation in a fissured Chalk aquifer: Chemical Geology, 100: 119–127.

Krynine, P. D. (1949). The origin of red beds. Trans. N.Y. Acad. Sci., 2: 60-68.

Liesegang, R. E. (1913). Geologische Diffusionen, Steinkopff, Dresden.

Liu, J. B., Wang, Y., Zhang, X. L., & Rong, J. Y. (2016). Early Telychian (Silurian) marine siliciclastic red beds in the Eastern Yangtze Platform, South China: distribution pattern and controlling factors. Canadian Journal of Earth Sciences 53, 712–718.

Limarino, C. O., Morelli, J. R., & Alonso, M. S. (1987). El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico). Su origen y probable significado. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18(1-4), 1-10.

Loope, D. B., Kettler, R. M., & Weber, K. A. (2011). Morphologic clues to the origins of iron oxide–cemented spheroids, boxworks, and pipelike concretions, Navajo Sandstone of south-central Utah, USA. The Journal of Geology, 119(5), 505-520.

Loughnan, F. C. & Roberts, F. I. (1990). Composition and origin of the 'zebra rock' from the East Kimberley region of Western Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 37(2): 201-205.

Love, L. G. (1971). Early diagenetic polyframboidal pyrite, primary and redeposited, from the Wenlockian Denbigh Grit Group, Conway, North Wales, UK. Journal of Sedimentary Petrology 41: 1038–1044.

McBride, E. F. (1974). Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Difunta Group, northeastern Mexico. Journal of Sedimentary Research 44.3 (1974): 760-773.

Morad, S. (1986). Pyrite-chlorite and pyrite-biotite relations in sandstones. Sedimentary Geology, 49(3-4): 177-192.

Murowchick, J. B. & Barnes, H. L. (1986). Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50(12): 2615-2629.

Mücke, A. & Cabral, A. R. (2005). Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks. Geochemistry, 65(3): 271-278.

Mykura, H. & Hampton, B. P. (1984). On the mechanism of formation of reduction spots in the Carboniferous/Permian red beds of Warwickshire. Geol. Mag., 121: 71–74.

Ohmoto, H. (2003). Nonredox transformations of magnetite–hematite in hydrothermal systems. Econ. Geol., 98: 157-161.

Ortoleva, P. J. (1984) The self-organization of Liesegang bands and other precipitate patterns. In: Chemical Instabilities: Applications in Chemistry, Engineering, Geology, and Materials Science (Eds Nicols, G. and Baras, F.), pp. 289–297. Springer, Dordrecht.

Parry, W. T. (2011). Composition, nucleation, and growth of iron oxide concretions. Sedimentary Geology, 233(1-4): 53-68.

Potter, S. L. & Chan, M. A. (2011). Joint controlled fluid flow patterns and iron mass transfer in Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. Geofluids, 11(2): 184-198.

Potter, S. L., Chan, M. A., Petersen, E. U., Dyar, M. D., & Sklute, E. (2011). Characterization of Navajo Sandstone concretions: Mars comparison and criteria for distinguishing diagenetic origins. Earth Planet. Sci. Lett., 301(3–4): 444–456.

Prosser, D. J., Daws, J. A., Fallick, A. E. & Williams, B. P. J. (1994). The occurrence and δ34S of authigenic pyrite in Middle Jurassic Brent Group sediments. Journal of Petroleum Geology, 17(4): 407-428.

Pye, K. (1981). Marshrock formed by iron sulphide and siderite cementation in saltmarsh sediments. Nature 294 (5842): 650–652.

Quasim, M. A., Jain, S., Asjad, S. & Ahmad, F. (2023). The Occurrence of Rare Liesegang Rings in the Neoproterozoic Upper Bhander Sandstone, Vindhyan Supergroup, Rajasthan. Journal of the Geological Society of India, 99(12): 1716-1724.

Rainoldi, A. L., Franchini, M., Beaufort, D., Patrier, P., Giusiano, A., Impiccini, A., & Pons, J. (2014). Large-scale bleaching of red beds related to upward migration of hydrocarbons: Los Chihuidos High, Neuquen Basin, Argentina. Journal of Sedimentary Research, 84(5): 373-393.

Rickard, D. (2019). How long does it take a pyrite framboid to form?. Earth and Planetary Science Letters, 513: 64-68.

Rickard, D., Schoonen, M. A. A., & Luther, G. W. (1995). Chemistry of iron sulfides in sedimentary environments, in Vairavamurthy, M.A., and Schoonen, M.A.A., eds., Geochemical Transformations of Sedimentary Sulfur: Washington, D.C., American Chemical Society Symposium Series 612, p. 168–193.

Rong, J. Y., Wang, Y., & Zhang, X. L. (2012). Tracking shallowmarine red beds through geological time as exemplified by the lower Telychian (Silurian) in the Upper Yangtze Region, South China. Science in China Series D: Earth Sciences 55: 699–713.

Rossi, C., Marfil, R., Ramseyer, K., & Permanyer, A. (2001). Facies-related diagenesis and multiphase siderite cementation and dissolution in the reservoir sandstones of the Khatatba Formation, Egypt's Western Desert. Journal of Sedimentary Research, 71(3): 459-472.

Rust, G. W. (1935). Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, southeastern Missouri. Journal of Geology, 43: 398–426.

Sadek, S. & Sultan, R. (2010). Liesegang patterns in nature: A diverse scenery across the sciences. Precipitation patterns in reaction-diffusion systems, 661: 1-43.

Schieber, J. & Riciputi, L. (2005). Pyrite and marcasite coated grains in the Ordovician Winnipeg Formation, Canada: An intertwined record of surface conditions, stratigraphic condensation, geochemical" Reworking," and microbial activity. Journal of Sedimentary Research, 75(5): 907-920.

Schieber, J. (2007). Oxidation of detrital pyrite as a cause for Marcasite Formation in marine lag deposits from the Devonian of the eastern US. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 54(11-13): 1312-1326.

Schmalz, R. F. (1959). A note on the system Fe_2O_3-H_2O. Journal of Geophysical Research, 64(5): 575-579.

Schmalz, R.F. (1968). Formation of red beds in modern and ancient deserts: discussion. Geol. Soc. Am. Bull., 79: 277-280.

Schoonen, M. A. (2004). Mechanisms of sedimentary pyrite formation. Special papers-Geological Society of America, 117-134.

Schoonen, M. A. A., & Barnes, H. L. (1991). Reactions forming pyrite and marcasite from solution: I. Nucleation of FeS2 below 100 C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(6): 1495-1504.

Schwertmann, U. (1988). Goethite and hematite formation in the presence of clay minerals and gibbsite at 25 C. Soil Science Society of America Journal, 52(1): 288-291.

Schwertmann, U. & Murad, E. (1983). Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. Clays and Clay Minerals, 31(4): 277-284.

Shahabpour, J. (1998). Liesegang blocks from sandstone beds of the Hojedk Formation, Kerman, Iran. Geomorphology, 22(1): 93-106.

Shogenova, A., Kleesment, A., Hirt, A., Pirrus, E., Kallaste, T., Shogenov, K. & Vaher, R. (2009). Composition and properties of the iron hydroxides-cemented lenses in Estonian sandstone of Middle Devonian age. Studia Geophysica et Geodaetica, 53: 111-131.

Skjerlie, F. J. (1971). Sedimentasjon og tektonisk utvikling i Kvamshestens devonfelt, Vest-Norge: 78-107.

Suits, N. S. & Wilkin, R.T. (1998), Pyrite formation in the water column and sediments of a meromictic lake. Geology, 26: 1099–1102,

Turner, P. (1974). Origin of red beds in the Ringerike Group (Silurian) of Norway. Sedimentary Geology, 12(3): 215-235.

Turner, P. (1980). Continental red beds. Developments in sedimentology 29, Elsevier New York, 537 págs.

Walker, T. R. (1967). Formation of red beds in modern and ancient deserts. Geological Society of America Bulletin, 78(3): 353-368.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J. & Raine, R. J. (2014). A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks (Vol. 109). Tulsa, OK, USA: American Association of Petroleum Geologists.

Van Houten, F. B. (1973). Origin of red beds: a review-1961-1972. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1: 39-139.

Van de Poll, A. T. & Sutherland, D. C. (1976). Cupriferous reduction spheres in Upper Mississippian red beds of the Hopewell Group at Dorchester Cape New Brunswick. Canadian Journal of Earth Science, 13: 781-789.

Vernon, R. H. (2021). Ferruginous banding in Sydney sandstone. Australian Journal of Earth Sciences, 68(4): 498-514.

Wagreich, M., Neuhuber, S., Egger, H., Wendler, I., Scott, R. W., Malata, E. & Sanders, D. (2009). Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) in the Austrian Eastern Alps:

passive margin vs. active-margin depositional settings. En: Hu, X., Wang, C., Scott, R.W., Wagreich, M., Jansa, L. (Eds.), Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance. SEPM Special Publication vol. 91. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, pp. 73–88.

Walker, T. R. (1967). Formation of red beds in modern and ancient deserts. Geological Society of America Bulletin, 78(3): 353-368.

Walker, T. R. & Ribbe, P. H. (1967). Formation of iron-rich authigenic clay by intraestratal alteration of hornblende in an arid climate: a contribution to the origin of hematite-stained matrix in red beds. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 101, Abstr. 1966: 233.

Walker, T. R. (1979). Red color in dune sand. En Mc Kee, E. (editor). A study of global sand seas. Geol. Survey Prof. Paper 1052: 61-82.

Walker, T. R.; Larson, E. E., & Hoblitt, R. P. (1981). Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau; a contribution to the origin of magnetism in red beds. J. Geophys. Research, 86: 317–333.

Warren, J. K. (2000). Evaporites, brines and base metals: Low-temperature ore emplacement controlled by evaporite diagenesis. Australian Journal of Earth Sciences, 47(2): 179-208.

Widodo, S., Oschmann, W., Bechtel, A., Sachsenhofer, R. F., Anggayana, K., & Puettmann, W. (2010). Distribution of sulfur and pyrite in coal seams from Kutai Basin (East Kalimantan, Indonesia): Implications for paleoenvironmental conditions. International Journal of Coal Geology, 81(3): 151-162.

Yue, L., Jiao, Y., Fayek, M., Wu, L. & Rong, H. (2021). Micromorphologies and sulfur isotopic compositions of pyrite in sandstone-hosted uranium deposits: A review and implications for ore genesis. Ore Geology Reviews, 139: 104512.

Yue, L., Jiao, Y., Wu, L., Rong, H., Fayek, M., & Xie, H. (2020). Evolution and origins of pyrite in sandstone-type uranium deposits, northern Ordos Basin, north-central China, based on micromorphological and compositional analysis. Ore Geology Reviews, 118: 103334.

Zhang, X. L., Wang, Y., Rong, J. Y. & Li, R. Y. (2014). Pigmentation of the early Silurian shallow marine red beds in South China as exemplified by the Rongxi Formation of Xiushan, southeastern Chongqing, Central China. Palaeoworld, 23: 240–251.

CAPÍTULO 15: PETROLOGÍA APLICADA A LOS ESTUDIOS DE PROVENIENCIA

- *Introducción*
- *Modas detríticas de minerales livianos en areniscas: los componentes modales*
- *Aspectos particulares de algunos componentes modales*
- *Efecto del tamaño de grano sobre las modas detríticas*
- *Significado geológico de las modas detríticas*
- *Modas detríticas en areniscas y áreas de proveniencia*
- *Influencia del clima, transporte y diagénesis sobre las modas detríticas*
- *Unidades de trabajo: petrofacies, petrosomas y provincias*
- *Estrategias en el análisis de áreas de proveniencia basada en modas detríticas en areniscas*
- *Geoquímica en estudios de procedencia y paleoclima*
- *Modas detríticas de minerales pesados*
- *Geocronología de minerales pesados*
- *Composición de las gravas: procedencia de conglomerados*
- *Consideraciones finales y perspectivas*

INTRODUCCIÓN

La identificación de las áreas de proveniencia resulta una pieza clave, no sólo en lo concerniente a estudios estratigráficos y paleogeográficos, sino también a investigaciones con fines aplicados. En el primer caso, conocer las áreas fuentes es clave en reconstrucciones paleogeográficas (Marenssi et al., 2002; Ciccioli et al., 2014, 2020; Limarino y Giordano, 2016; Díaz y Marenssi, 2020), paleotectónicas (Maynard et al., 1982; Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Critelli et al., 2017), esquemas de estratigrafía secuencial (Zuffa et al., 1995; Arribas et al., 2003; Mehrabi et al., 2024) y modelos de evolución de cuencas (Net y Limarino, 2006; Spalletti et al., 2012), entre otros. En lo referente a los estudios aplicados, cambios en las áreas de procedencia pueden producir modificaciones sustanciales en la composición y propiedades de los reservorios, y frecuentemente en sus características petrofísicas (Limarino et al., 2020; Ärlebrand et al., 2021; Cao et al., 2021; de Castro et al., 2023; Bello et al., 2024).

En lo que concierne a la petrología sedimentaria, y al estado actual del conocimiento, la identificación de las áreas fuentes puede alcanzarse por cinco metodologías principales: 1. Análisis de las modas detríticas de areniscas, 2. Estudios geoquímicos, 3. Identificación de asociaciones de minerales pesados, 4. Investigaciones geocronológicas de minerales

accesorios (particularmente zircones) y/o fragmentos de roca y 5. Análisis de la composición de los clastos de las psefitas. Las características de cada uno de estos métodos son desarrolladas a continuación y sintetizadas en la Tabla 1. Una excelente síntesis histórica sobre los estudios de procedencia iniciados en el siglo XIX aparece en Weltje y von Eynatten (2004).

Metodología	Descripción
Modas detríticas de minerales livianos en areniscas	Mediante recuento sobre secciones delgadas se obtienen las modas detríticas para cada arenisca, las que son graficadas en diferentes tipos de diagramas (principalmente ternarios o binarios) o se analizan mediante relaciones de componentes específicos definidos *ad hoc* para cada caso. Posteriormente, las modas detríticas son agrupadas en petrofacies, cuya variación vertical o lateral permite reconocer cambios en el tiempo y el espacio en la procedencia dentro de la unidad analizada. Advertencia: si bien la petrofacies por lo general representa la composición del área de aporte, condiciones climáticas extremas o un muy prolongado transporte, pueden producir la eliminación selectiva de tipos específicos de clastos. Cuando esto ocurre, el significado genético de la petrofacies debe ser analizado en cada caso.
Geoquímica de roca total	Diferentes diagramas de discriminación geoquímica de áreas de aporte han sido propuestos utilizando elementos mayoritarios. El empleo de elementos traza es frecuentemente empleado para discernir el aporte de fuentes máficas (o ultramáficas), mesosilícicas (principalmente andesitas de arco) y ácidas. Como en el caso de las modas detríticas el efecto del clima, el transporte y la diagénesis debe ser evaluado en cada caso. Por otro lado, las relaciones entre diferentes elementos de movilidad contrastante han sido usadas para definir distintos índices de meteorización y alteración química (por ejemplo, CIA).
Modas detríticas de minerales pesados en areniscas	Una técnica muy utilizada hasta mediados del siglo pasado, aunque fue perdiendo vigencia debido a los límites impuestos por el control hidráulico sobre las modas detríticas y la inestabilidad diagenética de algunos minerales pesados. En la actualidad el método emplea mayormente suites de minerales pesados traslúcidos (densidad mayor a 2,90 g/cm^3), principalmente para identificar tipos de rocas en áreas fuentes. Con muy pocas excepciones (véase Nechaev e Isphording, 1993, Garzanti y Andò, 2007b) no existen diagramas de uso general enfocados al contexto tectónico de las áreas de proveniencia utilizando minerales pesados. Esta metodología puede ser un excelente complemento a los estudios de modas detríticas de minerales livianos.
Geocronología de minerales pesados	Línea de trabajo intensamente desarrollada en el presente que se basa en dataciones U-Pb y Lu-Hf sobre minerales pesados con el propósito de reconstruir las áreas de aporte. La mayor parte de las investigaciones se llevan a cabo sobre zircones detríticos, aunque también otros minerales son usados como por ejemplo monacita, apatita, rutilo y titanita. El agrupamiento de las edades obtenidas permite identificar las principales áreas de aporte, y en algunos casos, la importancia relativa de cada una de ellas. Sin embargo, con respecto a este último punto, es necesario ser cauteloso cuando existen marcados contrastes en la fertilidad del mineral detrítico datado entre las distintas rocas madres, cuando se sospecha de retrabajo o la existencia de más de un ciclo sedimentario.
Composición de los clastos de grava	A través de conteos sistemáticos realizados directamente en el afloramiento o a partir de fotomosaicos, se deben reconocer los diferentes litotipos y calcular su participación en cada uno de los niveles psefíticos. Posteriormente se establecen asociaciones líticas las que representarán diferentes áreas de aporte, las que pueden variar vertical y/o lateralmente en el relleno de la cuenca. Es importante reconocer el carácter intra o extracuencal de cada componente y describir sus características texturales.

Tabla 15.1. Síntesis de las distintas metodologías utilizadas en los estudios de procedencia.

MODAS DETRÍTICAS DE MINERALES LIVIANOS EN ARENISCAS: LOS COMPONENTES MODALES

Se entiende por modas detríticas a la composición de los clastos que integran una roca expresada en porcentaje, el que en las areniscas será obtenido empleando el microscopio petrográfico y en el caso de los conglomerados mediante recuentos en el campo o sobre fotografías obtenidas a tal efecto (véase más adelante sección "Aspectos metodológicos generales"). El primer punto que debe ser considerado es la elección de los componentes modales incluidos en los recuentos. En principio el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos líticos en conjunto son los componentes principales de una arenisca y, de hecho, los considerados en la mayoría de los esquemas de procedencia que serán analizados más adelante (por ejemplo, Maynard et al., 1982; Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985). Sin embargo, una caracterización más detallada de los componentes modales, identificando por ejemplo el tipo de fragmento lítico o de feldespato puede ayudar a una mejor caracterización de la roca fuente. En este sentido, Scasso y Limarino (1997) agruparon a los componentes modales en tres órdenes jerárquicos discutiendo su utilidad para los estudios de procedencia (Fig. 15.1). En este esquema los componentes de primer orden incluyen al cuarzo total (Qt), los feldespatos totales (Ft) y los fragmentos líticos totales (FLt, Fig. 15.1).

En los componentes modales de segundo orden discriminan los tipos de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos. Así, por ejemplo, el cuarzo total es separado en sus dos componentes principales, el cuarzo monocristalino y el policristalino, esta división puede volverse crítica a la hora de discriminar áreas de aporte.

De la misma forma, los feldespatos son separados en potásicos (microclino, ortosa o sanidina) y plagioclasa (Fig. 15.1), esta distinción es potencialmente útil, pues el microclino es mucho más frecuente en granitoides y migmatitas, mientras que la sanidina lo es en rocas volcánicas.

Con respecto a los fragmentos líticos, el segundo orden los divide de acuerdo con su origen en volcánicos, plutónicos, metamórficos y sedimentarios (Fig. 15.1). La conveniencia de reconocer el tipo de fragmento lítico ha sido destacada entre otros por Dickinson (1970), De Rosa et al. (1986); Scasso y Limarino (1997), Critelli e Ingersoll (1995), Net y Limarino (2006), Limarino y Giordano (2016), Critelli et al. (2017), entre muchos otros.

En lo que corresponde al tercer orden, los componentes modales son divididos sobre la base de rasgos particulares, como en el caso del cuarzo el tipo de extinción, en los feldespatos sus texturas composicionales (pudiéndose también incluir el grado de alteración) y en los fragmentos líticos el tipo de textura petrográfica (Fig. 15.1).

Cada uno de los órdenes se utiliza según la escala en trabajos de procedencia. En el caso de los de primer orden, corresponden a los de mayor agrupamiento modal (menor detalle) y han sido utilizados en los diagramas de caracterización del marco tectónico de las áreas de aporte (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Maynard et al., 1982).

El segundo orden implica un mayor detalle en la caracterización petrográfica y consecuentemente mayor discriminación en la composición de las asociaciones modales, ejemplos de su utilización se encuentran en los trabajos de De Rosa et al. (1986), Critelli

e Ingersoll (1995), Net y Limarino (2006), Spalletti et al. (2012), Limarino y Giordano (2016) entre otros. Finalmente, los componentes de tercer orden se aplican en estudios detallados donde se intenta reconstruir los distintos componentes litológicos del área de aporte.

La división en tres órdenes aquí considerada (Scasso y Limarino, 1997) se asemeja al orden jerárquico de códigos propuesto por Mijnlieff et al. (1999).

ORDEN		
---------- 1 ----------	---------- 2 ----------	---------- 3 ----------
Q(t): cuarzo total	Qm: cuarzo monocristalino	Qmr: con extinción relámpago Qmo: con extinción ondulosa
	Qp: cuarzo policristalino	Qp1: con hasta tres subgranos Qp2: entre 3 y 5 subgranos Qp3: más de 5 subgranos
F(t): feldespatos totales	Fk: feldespato potásico (1-2)	Fkh: homogénea Fkp: pertítico Fkg: con textura gráfica Fks: con simplectitas
	Fp: plagioclasa (1-2)	Fph: homogénea Fpp: con antipertitas Fps: con simpletitas Fpm: maclada Fpz: con zonación
L(i): fragmentos líticos inestables	Lv: líticos volcánicos (3)	Lvf: con textura felsítica Lvg: con textura granofírica Lvv: con pasta vítrea Lvm: con textura microlítica Lvi: con textura intergranular
	Lp: líticos plutónicos	Lpa: ácidos Lpm: mesosilícicos Lpb: básicos
	Lm: líticos metamórficos	Lmb: esquistos de bajo grado Lmm: esquistos de mediano grado Lma: esquistos de alto grado
	Ls: líticos sedimentarios	Lss: areniscas Lsf: fangolitas Lsc: calizas
F(n): fragmentos intraformacionales	F(n): intraformacionales	Lnf: fangolitas Lnc: carbonáticos Lno: fosfatos y otros

Figura 15.1. Agrupamiento de los componentes modales en tres órdenes jerárquicos, nótese que el detalle en el reconocimiento de los componentes modales se incrementa desde el orden 1 al 3. Para explicación véase el texto. Modificado de Scasso y Limarino (1997).

ASPECTOS PARTICULARES DE ALGUNOS COMPONENTES MODALES

Algunos de los componentes modales arriba señalados necesitan ser examinados en detalle, en esta sección nos referiremos al caso de los clastos carbonáticos, minerales micáceos, opacos traslúcidos, los fragmentos líticos de volcanitas y el grado de policristalinidad del cuarzo.

Con respecto a los fragmentos de caliza, si bien su identificación es sencilla al microscopio petrográfico, este tipo de clasto es a menudo excluido en los estudios de procedencia. De hecho, Dickinson y Suczek (1979) en su trabajo fundacional sobre modas

detríticas y cuencas, excluyeron específicamente a los fragmentos de caliza debido a la dificultad en separar granos carbonáticos extracuencales (verdaderos fragmentos líticos) e intracuencales (sedimento cementado tempranamente en superficie, véase Capítulo 6). Este criterio fue seguido por un gran número de trabajos (por ejemplo, véase Dickinson, et al., 1983; Dickinson, 1985).

Sin embargo, el no considerar a los granos carbonáticos puede llevar a caracterizaciones incompletas, y en ocasiones erróneas, de las áreas de aporte. Un buen ejemplo resulta la Precordillera de Argentina donde las calizas cambro-ordovícicas conforman una parte sustancial de los macizos montañosos (Net y Limarino, 2006). Si los fragmentos carbonáticos no son tenidos en cuenta los resultados obtenidos no sólo son incompletos, sino que inexactos al no considerar uno de los componentes principales de aporte.

Lundberg (1991) mostró también la importancia de considerar los fragmentos líticos de calizas, aunque en este caso, no como un indicador de proveniencia, sino para establecer un índice de retrabajo de depósitos marinos someros. Por otro lado, Potter (1994) sugirió considerar el clima imperante durante la desagregación de la roca, ya que los clastos de caliza no son un componente lítico significativo en regímenes climáticos tropicales o subtropicales debido a su rápida eliminación.

Como conclusión debe tenerse especial cuidado de excluir a los clastos de caliza cuando se suponen áreas de proveniencia dominadas por rocas carbonáticas, sean éstas sedimentarias o metamórficas. Zuffa (1980, 1985) propuso una serie de criterios para diferenciar granos carbonáticos intra y extracuencales. Por ejemplo, clastos de caliza portando fragmentos fósiles más antiguos que las rocas en los que se encuentran son una irrefutable evidencia de origen extracuencal, como así también la presencia de venillas internas y evidencias de recristalización limitadas a los clastos. Por otro lado, la mineralogía del fragmento puede también contribuir, ya que clastos de dolomías raramente son intracuencales.

En lo que respecta a las micas, y minerales pesados translúcidos, son también en general excluidos de los conteos de modas detríticas, ya que su proporción puede estar controlada por las condiciones hidrodinámicas de las corrientes y no por el área de aporte. Sin embargo, algunos autores consideraron la presencia de micas y pesados traslúcidos durante los conteos, pero sólo como un elemento complementario de análisis (De Rosa et al., 1986; Dill, 1989). Un paso más allá fue dado por Nechaev e Isphording (1993) quienes emplearon como elemento principal de análisis a las asociaciones de minerales pesados para caracterizar ambientes tectónicos en áreas de márgenes continentales (véase también Marenssi et al., 1999a; Garzanti y Andò, 2007a y b; Singh, 2013; Srivastava y Kichu, 2022). En esta línea Marenssi et al. (2000) emplearon la relación anfíboles + piroxenos / biotita como criterio adicional para identificar discordancias intraformacionales en secuencias de antepaís terciarias. En un enfoque más específico, Marenssi et al. (1999b) reconocieron diferentes especies minerales a partir del estudio de granates detríticos y los vincularon según sus afinidades petrológicas (ígneos versus metamórficos) para establecer la composición de las áreas de procedencia.

En lo que respecta a los fragmentos de vulcanitas, una importante diferenciación consiste en separar fragmentos neovolcánicos y paleovolcánicos (De Rosa et al., 1986; Critelli e Ingersoll, 1995; Ciccioli et al., 2014, 2020; Limarino y Giordano, 2016; Díaz et al., 2020). Los primeros derivan de series efusivas sincrónicas, o cuasi sincrónicas, con

la sedimentación y que, por lo tanto, guardan estrecha relación con el tipo e historia de la cuenca. Por el contrario, los fragmentos paleovolcánicos son remanentes de antiguos macizos efusivos, y por lo tanto el volcanismo no es sincrónico con el desarrollo de la cuenca y sólo brinda información sobre la naturaleza del basamento de la cubeta.

Por otro lado, resulta conveniente distinguir entre clastos derivados de actividad volcánica registrada dentro de la cuenca (volcanismo intracuencal) y aquellos originados fuera de ella (volcanismo extracuencal). Ejemplos del primer tipo corresponderían a las series volcánicas desarrolladas dentro de cuencas tipo rift, o en el escenario opuesto, los arcos volcánicos contiguos a cuencas de antepaís.

En lo que concierne a los fragmentos pertenecientes a volcanismo extracuencal, registra episodios desarrollados en áreas externas a la cuenca cuyos detritos fueron transferidos a la cubeta sedimentaria por medio de sistemas de transferencia y dispersión.

Un ejemplo de lo dicho para los clastos volcánicos recibidos por la Cuenca de Antepaís Andina durante el Mioceno y Plioceno es mostrado en la figura 15.2 A. Allí, se combinan las variables neo y paleovolcánica con el emplazamiento intra o extracuencal de las fuentes volcánicas.

A

Arco volcánico: Volcanismo neógeno y permotriásico | Retroarco (limitado volcanismo neógeno) | Faja plegada y corrida (limitado volcanismo neógeno) | Cuenca de antepaís (limitado volcanismo neógeno)

B

Antiguedad del volcanismo / Localización del volcanismo	Fragmentos intracuencales	Fragmentos extracuencales
Fragmentos neovolcánicos	Volcanismo neógeno de la cuenca de la cuenca de antepaís Grupo del Aspero	Volcanismo neogeno de la Cordillera de Los Andes (Arco magmático) Serie volcánica andina
Fragmentos paleovolcánicos	Basaltos pérmicos, lamprófiros y volcanismo hipabisal Volcanismo extensional	Volcanismo neopaleozoico en la Cordillera de Los Andes Grupo Choyoi

Figura 15.2. Ejemplo del aporte de clastos volcánicos a la Cuenca de Antepaís Andina a los 31°30´de latitud sur. Esta cuenca recibió clastos de volcanitas de tres fuentes principales: 1. Fragmentos neovolcánicos intracuencales provenientes de la misma cuenca de antepaís, 2. Clastos neovolcánicos extracuencales provenientes del arco volcánico localizado en la Cordillera de Los Andes, 3. Granos paleovolcánicos intracuencales, mayormente basaltos y cuerpos subvolcánicos formados entre el Pérmico y Cretácico y 4. Fragmentos paleovolcánicos extracuencales provenientes del volcanismo permotriásico (Grupo Choiyoi) en la Cordillera de Los Andes. Para mayor explicación véase el texto.

El aporte intracuencal corresponde a discontinuos cuerpos de volcanitas mio-pliocenas (volcanes gris claros en la Fig. 15) y a basaltos, volcanitas hipabisales y lamprófiros que conforman los términos volcánicos del basamento de la cuenca (volcanes negros, Fig. 15.2). En lo que corresponde a los fragmentos de naturaleza extracuencal incluyen tanto a volcanitas derivadas del arco volcánico terciario (neovolcánicos, volcanes anaranjados), como a clastos derivados de las potentes secuencias volcaniclásticas permotriásicas incluidas en el Grupo Choiyoi (paleovolcánicos, volcanes de color gris oscuro, Fig. 15.2).

Finalmente, con respecto al grado de policristalinidad del cuarzo, los aspectos terminológicos ya fueron considerados en capítulos anteriores, por lo que sólo enfatizaremos en la necesidad de contabilizar por separado los clastos de cuarzo monocristalino (formados por un solo individuo), policristalinos de grano fino (en ocasiones llamados *chert*) y los policristalinos de grano grueso. Basu et al. (1975) y Basu (1985) propusieron una metodología semicuantitativa para caracterizar el grado de policristalinidad, este método puede resultar útil para la discriminación de fuentes volcánicas versus rocas cristalinas y, en particular, milonitas.

EFECTO DEL TAMAÑO DE GRANO SOBRE LAS MODAS DETRÍTICAS

La composición modal de las areniscas es controlada por el tamaño de grano lo que resulta en una seria limitación en los estudios de procedencia. El problema consiste en que a medida que el tamaño de grano disminuye los fragmentos líticos se descomponen en sus componentes minerales, lo que lleva a un aumento en la relación fragmentos minerales / fragmentos de rocas desde las areniscas gruesas a las muy finas (Fig. 15.3). Este hecho ha sido comprobado no sólo en el estudio de areniscas sino también en arenas actuales provenientes de una misma fuente, ya que al analizar las diferentes fracciones granulométricas se observa una disminución progresiva en el porcentaje de fragmentos líticos (Okada, 1967, 1970; Odom et al., 1976; Ingersoll et al., 1984; Scasso y Limarino, 1997).

Como muestra la figura 15.3, el control granulométrico sobre la composición modal depende en gran medida de la litología. Así, por ejemplo, existen algunas litologías que aparecen como fragmentos líticos sólo en areniscas muy gruesas, como ocurre en el caso de los granitoides, gneises y frecuentemente migmatitas (Fig. 15.3). El extremo opuesto corresponde a las calizas, fangolitas y pizarras, los que aparecen como fragmentos líticos a lo largo de todo el espectro arena. Una situación intermedia involucra a las rocas volcánicas, las que suelen liberar sus fenocristales a partir de la arena gruesa, pero las pastas perviven como líticos hasta la arena muy fina (Fig. 15.3).

Un excelente ejemplo del control granulométrico sobre la composición fue mostrado por Okada (1967) quien graficó dentro de un diagrama QFL las modas detríticas correspondientes a diferentes términos de un mismo depósito turbidítico (Fig. 15.4 A). El citado autor mostró como desde la base al techo de un mismo banco de arenisca (términos a, b y c del ciclo de Bouma, 1964), se producía una sistemática disminución en la proporción de fragmentos líticos, acompañada por un aumento en la cantidad de cuarzo a

medida que el tamaño de grano decrece. Es evidente que un depósito turbidítico deriva de una misma área de aporte, por lo que las variaciones en la composición modal reflejan el control granulométrico y no cambios en el área de procedencia.

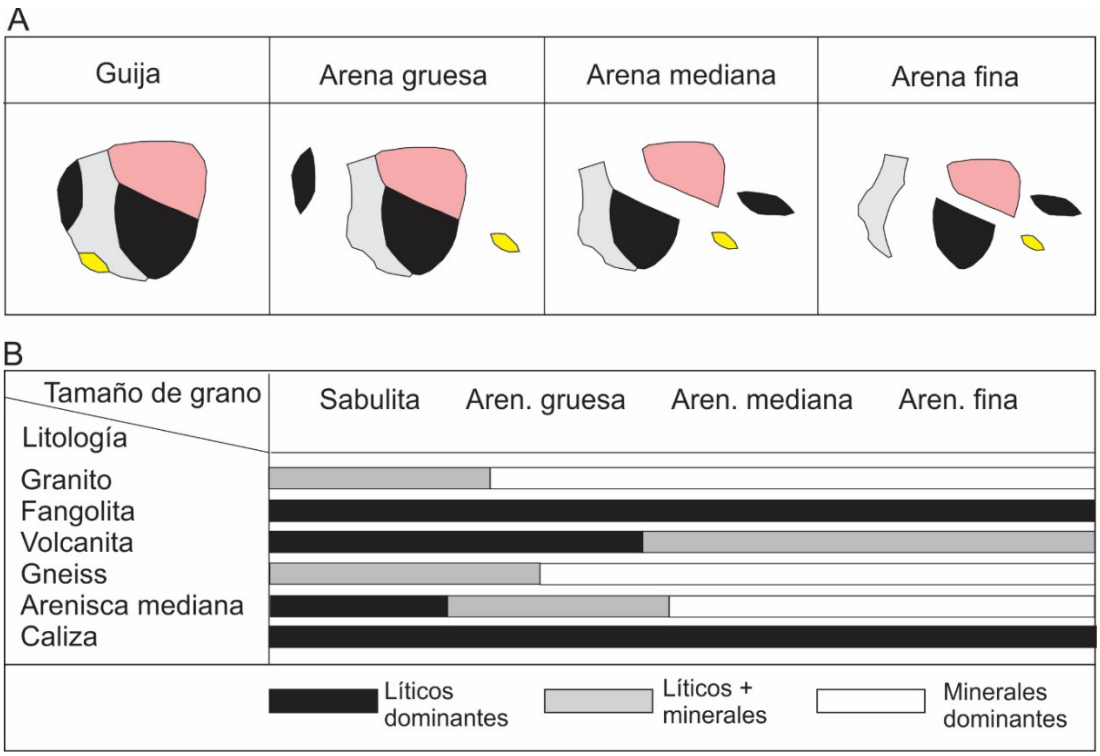


Figura 15.3. Distribución de la proporción de fragmentos líticos versus monominerales según el tipo litológico.

El impacto negativo de la granulometría en los estudios de procedencia es mostrado en la figura 15.4 B donde las modas detríticas mostradas por Okada (1967) fueron graficadas dentro del diagrama de proveniencia propuesto por Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985). Nótese que el ciclo turbidítico ilustrado por Okada (1967) señalaría un aporte de arco magmático transicional en la base y de interior cratónico en el techo del estrato arenoso, lo que es claramente imposible.

Un primer intento de salvar el control granulométrico fue la estandarización del tamaño de clastos empleado en estudios de procedencia, recomendándose el uso de areniscas gruesas (Scasso y Limarino, 1997). Aunque esta propuesta minimiza el efecto de la granulometría presenta algunas restricciones. Primeramente, no todas las unidades sedimentarias tienen un número suficiente de areniscas gruesas distribuidas en distintos niveles estratigráficos como para permitir estudios de procedencia confiables. Otra dificultad surge de la propia distribución de tamaños de granos dentro de cualquier arenisca gruesa, pues en ella también se encuentran granos de arena mediana y fina los que no deberían ser contados. Esto llevaría a recuentos sumamente engorrosos y complejos. Finalmente, una tercera limitación resulta de algunos tipos de rocas fuentes, especialmente en climas tropicales o subtropicales, que liberan principalmente granos de arena mediana y fina en detrimento del grano grueso. Esto conduciría a una sub-representación de estas litologías en los estudios de procedencia (Scasso y Limarino, 1997).

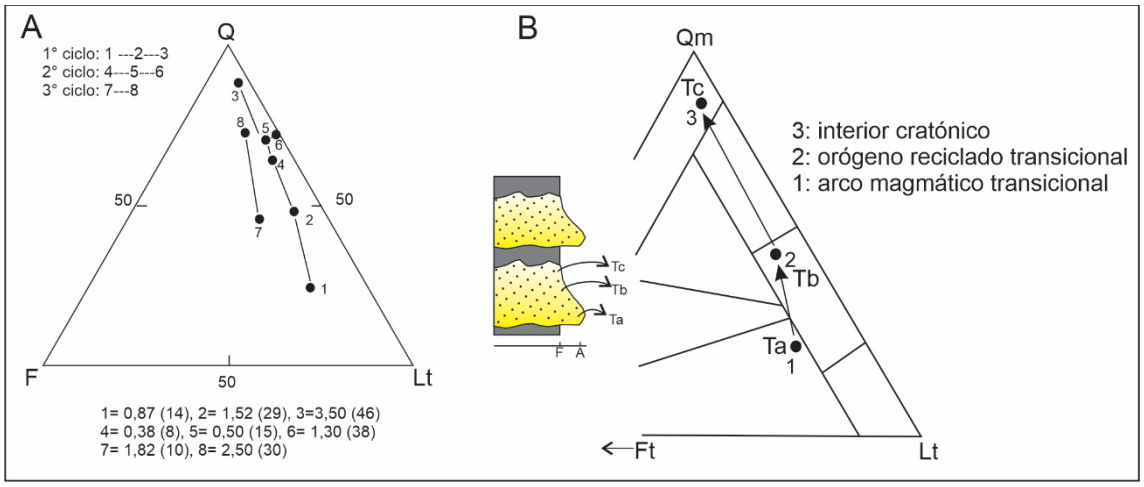
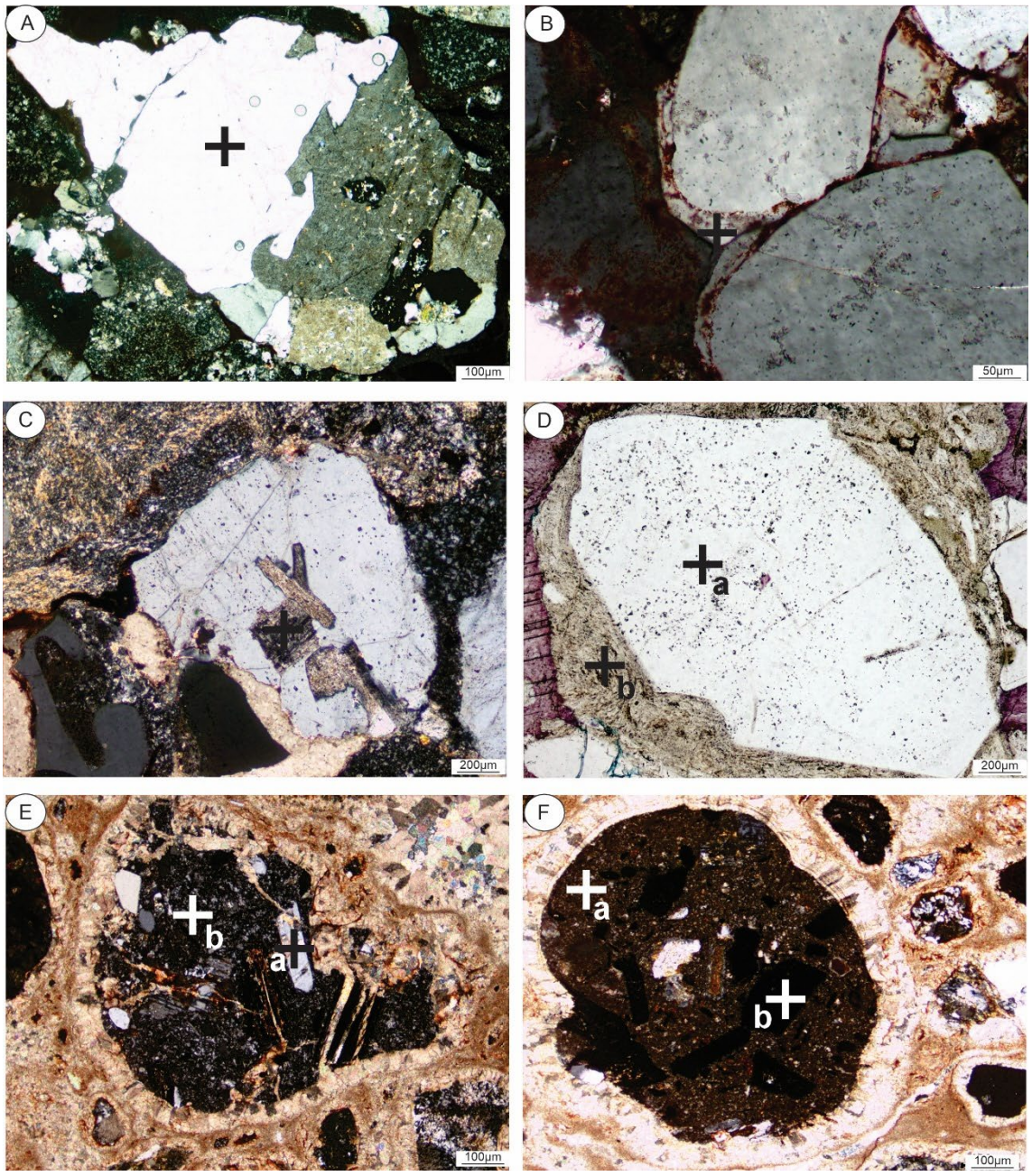


Figura 15.4. Efecto del tamaño de grano sobre la composición modal en areniscas: A. Diagrama propuesto por Okada (1967) en el que se grafican las modas detríticas de un mismo ciclo turbidítico, nótese el incremento en cuarzo en detrimento de fragmentos líticos desde la base al techo del banco arenoso; B. Ejemplo del ciclo 1 mostrado por Okada (1967), pero ahora graficado en el diagrama propuesto por Dickinson et al. (1983), nótese como los resultados obtenidos no caracterizan al área de aporte, sino más bien al tamaño de grano.

Para salvar el control granulométrico sobre las modas detríticas se utiliza el método de Gazzi-Dickinson que consiste en contar a todo cristal mayor a 62 micrones como el componente mineral correspondiente, aunque se encuentre dentro de un fragmento lítico (Fig. 15.5). Nótese que el propósito de esta metodología es proyectar la composición modal a aquella correspondiente al límite arena muy fina-limo, por lo que los fragmentos líticos sólo comprenden a los formados por cristales menores a 62 micrones (principalmente fangolitas, pastas de volcanitas y calizas, Fig. 15.5).

Figura 15.5 (página siguiente): Algunos ejemplos del método de Gazzi-Dickinson enfatizando los casos de fragmentos líticos plutónicos, volcánicos, cementos y reemplazos de clastos, el signo + representa la ubicación de la cruz de los hilos del retículo durante el conteo: A. Clastos de granitoide, si el conteo cae en + debe contarse como cuarzo (no como fragmento lítico de granitoide); B. Cemento de crecimiento secundario de cuarzo, la posición + corresponde a cemento; C. Grano de ortosa que durante la diagénesis fue parcialmente reemplazado por carbonato, en este caso + debe contarse como feldespato y no como carbonato; D. Fragmento de volcanita, la posición "+a" corresponde a cuarzo y "+b" a lítico volcánico; E. Caso similar al anterior con la diferencia que el fenocristal "+b" es plagioclasa; F. Clasto de volcanita básica, "+a" debe contarse como lítico volcánico y "+b" como mineral opaco.



El método de Gazzi-Dickinson reduce eficientemente el control del tamaño de grano (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985) pero omite la naturaleza del clasto original del que provienen los diferentes minerales. Para salvar esta limitación varios autores han propuesto la regeneración de modas detríticas que consiste en anotar de que clasto lítico proviene el mineral para su utilización en diagramas específicos.

Una síntesis de las diferentes técnicas de conteo aplicadas en modas detríticas es mostrada en la figura 15.6.

MÉTODOS DE CONTEO		
A. TRADICIONAL Todos los fragmentos de rocas como tales (fuerte influencia de la granulometría sobre las modas detríticas)	B. ESTANDARIZADO Unicamente contabiliza clastos de arena gruesa o mediana (disminuye la influencia de la granulometría pero importantes dificultades operativas)	C. GAZZI-DICKINSON Toda partícula mayora a 62 micrones como componente mineral (minimiza el efecto de la granulometría sin presentar dificultades operativas, pero pierde la información del tipo de fragmento lítico)
D. REGENERACIÓN ← Complementa el método de Gazzi-Dickinson regenerando los grupos de fragmentos líticos mediante la suma de los componentes monominerales originalmente presentes en cada grupo. Utiliza diagramas específicos para cada caso que complementan los diagramas de procedencia propuestos por Dickinson et al. (1983).		

Figura 15.6. Síntesis de los distintos métodos de conteo utilizados en modas detríticas de areniscas (modificado de Scasso y Limarino, 1997). Para explicación véase el texto.

SIGNIFICADO GEOLÓGICO DE LAS MODAS DETRÍTICAS

Aunque el significado de la composición de las areniscas fue siempre un tema de análisis, cobró especial impulso a partir de los años setenta y ochenta, principalmente como consecuencia del advenimiento y desarrollo de los conceptos de la tectónica de placas. Fueron los trabajos de Dickinson y Suczek (1979), Maynard et al. (1982), Dickinson et al. (1983), y Marsaglia e Ingersoll (1992), entre otros, los que pusieron de relieve la importancia de la composición modal como medio para la caracterización y estudio de las cuencas sedimentarias.

Llegado a este punto es necesario hacer una aclaración, muchos estudios de manera implícita o explícita, se enfocan a utilizar las modas detríticas para definir el tipo de cuenca sedimentaria en secuencias antiguas (por ejemplo, cratónica, de retroarco, antepaís, etc.). Aunque en muchos casos existe una conexión entre el tipo de cuenca y la composición modal de las areniscas, su utilización como único elemento de juicio puede llevar a resultados totalmente erróneos. Por ejemplo, imagínese una cuenca pericratónica que presenta una sustantiva contribución de fragmentos paleovolcánicos, su abundancia podría llevarnos a la equivocada conclusión de la existencia de una cuenca vinculada a un arco magmático, cuando en realidad el aporte volcánico proviene del basamento y no define el tipo de cuenca.

Las modas detríticas son sólo un complemento, muy valioso por cierto, para caracterizar los tipos de basamento, paleogeografía, discontinuidades estratigráficas e incluso, en algunos casos, complementan los estudios de estratigrafía secuencial (véase Capítulo 17).

Además de lo señalado es importante tener en cuenta que la composición modal de las arenas no depende únicamente de la procedencia, sino que otros factores como el clima, topografía o el prolongado transporte, eliminando clastos inestables, pueden alterar la composición modal y enmascarar la naturaleza de las áreas fuentes. Es conveniente entonces concebir a la moda detrítica como una función que incluye cinco variables (Scasso y Limarino, 1997; Weltje y von Eynatten, 2004):

Moda detrítica = *f (**procedencia**, clima, transporte, topografía y diagénesis)*

Entendida de esta forma, la procedencia es la variable principal de la función y como se verá más adelante, salvo condiciones extremas, el clima y el transporte juegan un rol secundario. Un breve comentario merece la diagénesis, aunque durante el soterramiento los cambios diagenéticos pueden producir profundas modificaciones en algunos componentes clásticos, los estudios petrológicos deben reconocer su existencia y los clastos ser contabilizados como la composición de los fragmentos originales. En aquellos casos en los que la diagénesis ha producido una eliminación selectiva de algún componente, lo suficientemente significativa como para alterar la composición modal, sería aconsejable no realizar estudios de procedencia por esta técnica. Es por esta razón que no se consideran convenientes estudios de modas detríticas orientados a la caracterización de las áreas de proveniencia, en areniscas con más de un 10% de porosidad secundaria o abundante pseudomatriz.

A continuación, analizaremos por separado el valor de las modas detríticas como indicadoras de áreas de procedencia, clima y transporte.

MODAS DETRÍTICAS EN ARENISCAS Y ÁREAS DE PROVENIENCIA

Dickinson y Suczek (1979) fueron, probablemente, los primeros en proponer diagramas de uso general para caracterizar las áreas de proveniencia, sobre todo desde un punto de vista geotectónico (Fig. 15.7). Para ello utilizaron diagramas triangulares con modas detríticas recalculadas a tres componentes básicos: 1) Cuarzo que incluye cuarzo total (Qt), monocristalino (Qm) y policristalino (Qp); 2) Feldespatos que comprende feldespato total (Ft), feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (P) y 3) Fragmentos líticos, incluyendo líticos totales (Lt), líticos inestables (Li), líticos de volcanitas o metavolcanitas (Lv) y sedimentarios o metasedimentarios (Ls).

Utilizando los componentes señalados, Dickinson y Suczek (1979) definieron cuatro triángulos, los dos primeros corresponden a los diagramas generales en los que se graficó la relación Qt-Ft-Lt y Qm-Ft-Lt (Fig. 15.7 A y B). Los otros dos diagramas utilizan componentes modales algo más específicos, pues dentro de la fracción lítica consideran por separado los de origen volcánico de los sedimentarios (Fig. 15.7 C, Qp-Lv-Ls) y en el caso de los feldespatos separan los potásicos de las plagioclasas (Fig. 15.7 D, Qm-Fp-Fk).

Probablemente los de mayor impacto resultan los diagramas de discriminación general (Fig. 15.7 A y B), donde se reconocen tres áreas principales de aporte, bloques continentales, arcos magmáticos y orógenos reciclados.

El diagrama Qp-Lv-Ls (Fig. 15.7 C) es especialmente útil para discriminar orógenos reciclados de arcos magmáticos y el Qm-Fp-Fk (Fig. 15.7 D) destaca el aumento en la madurez de las areniscas desde arcos magmáticos dominados por volcanismo mesosilícico o básico (base del triángulo) hacia aquellas derivadas de bloques continentales u orógenos reciclados cuarzosos.

Existen algunos aspectos que deben ser considerados antes del uso de estos diagramas, tales como: las areniscas debían tener porcentajes de matriz o cemento inferior al 25%, no se consideraron los líticos de caliza, no se hicieron diferencias entre neo y paleovolcánicos, los reemplazos se contaron como el clasto original, el feldespato albitizado se contabilizó como feldespato potásico y las areniscas debían tener un porcentaje de porosidad secundaria limitado (Dickinson y Suczek, 1979). Por otro lado, y como se ha discutido previamente, no se consideraron las micas ni los minerales pesados, sean éstos traslúcidos u opacos, por sus implicaciones hidrodinámicas.

Gracias a la incorporación de nueva información, los diagramas de Dickinson y Suczek (1979) fueron ajustados y mejorados por Dickinson et al. (1983, Fig. 15.8); estos diagramas tienen una fuerte orientación paleotectónica y son los más utilizados en la actualidad.

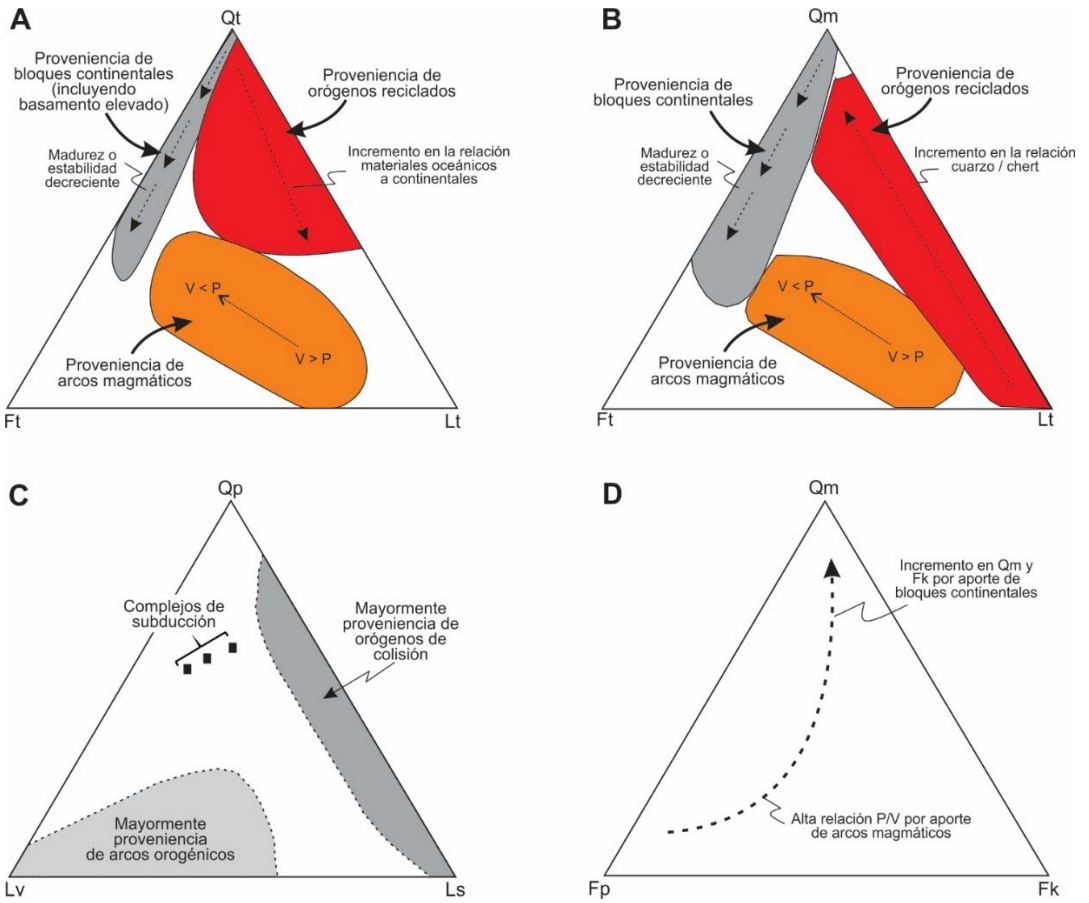


Figura 15.7. Esquemas de discriminación de áreas de aporte dentro del marco geotectónico propuestos por Dickinson y Suczek (1979). La posición de las muestras graficadas en cada campo debe ser consultada en el trabajo original.

El campo de los bloques continentales se encuentra en el área izquierda en ambos triángulos de la figura 15.8 y representa el aporte desde áreas dominadas por rocas cristalinas, comunes en áreas cratónicas, pero también pueden aparecer en cuencas tipo rift e incluso en márgenes de placas por ascenso tectónico localizado del basamento. Siguiendo a Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985) el campo de bloques continentales es dividido en interior cratónico, continental transicional y basamento elevado. Proveniencia de interior cratónico es casi exclusiva en cuencas localizadas dentro o en

los márgenes de cratones estables (cuencas intracratónicas o pericratónicas) y, por lo general, sus modas se caracterizan por una mayor proporción de cuarzo monocristalino que de policristalino y una extremadamente baja proporción de fragmentos líticos. El extremo opuesto lo representa el campo de basamento elevado, el que corresponde a rocas plutónicas elevadas tectónicamente fuera de un contexto cratónico o pericratónico, en este caso se incrementa la proporción de feldespato en detrimento del cuarzo total y ocasionalmente aumenta ligeramente el porcentaje de fragmentos líticos. Finalmente, el campo continental transicional corresponde a una situación intermedia en la que generalmente el cuarzo monocristalino supera al policristalino de grano fino, pero puede haber contribuciones significativas de clastos de cuarzo policristalino de grano grueso derivado de rocas miloníticas, metasedimentarias y esporádicamente sedimentarias (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985; Scasso y Limarino, 1997).

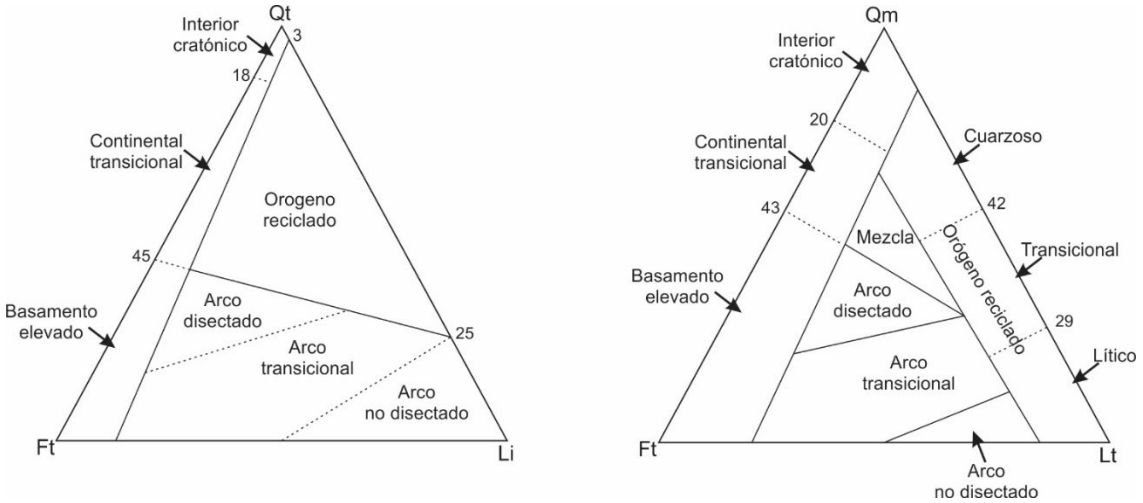


Figura 15.8. Diagramas de discriminación de áreas fuentes propuestos por Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985).

Un aspecto aún no suficientemente desarrollado es la caracterización de las modas detríticas de los distintos tipos de rocas que forman los basamentos. Aunque la composición puede ser muy variada, una primera distinción nos lleva a reconocer dos conjuntos principales. Primeramente, aquellos basamentos formados principalmente por granitoides (incluyendo desde batolitos graníticos a tonalíticos), y un segundo grupo que corresponde a basamentos compuestos en su mayor parte por rocas metamórficas de muy alto grado como gneises y migmatitas.

Los basamentos compuestos exclusivamente por granitoides están ampliamente dominados por modas cuarzo-feldespáticas con porcentaje de fragmentos líticos metamórficos o volcánicos despreciable, por lo general menor al 1% (derivación de "basamentos simples" en la Fig. 15.9). La aparición en las modas cuarzo-feldespáticas de fragmentos líticos de esquistos, aún en proporción muy limitada (5% de la moda QFLt recalculada), podrían sugerir que asociados a los granitoides aparecen rocas metamórficas de alto grado bandeadas, las que han liberado además del cuarzo y el feldespato correspondiente al leucosoma, fragmentos esquistosos del melanosoma compuestos por anfibol y granos líticos micáceos (aporte de "basamentos compuestos" en la Fig. 15.9).

Es frecuente que los basamentos muestren una composición variada que incluyan tanto a granitoides como a rocas metamórficas de alto grado (Fig. 15.9). Las modas detríticas podrán ser útiles para detectar esta situación, pero no para estimar la abundancia relativas de cada una, ya que los clastos de cuarzo y feldespatos pueden derivar tanto de granitoides como de los leucosomas de las metamorfitas.

Finalmente, algunos basamentos cristalinos también incluyen mármoles, metavolcanitas, milonitas y anfibolitas. Aunque estas rocas son por lo general componentes minoritarios, su identificación en las modas detríticas puede ser importante en reconstrucciones paleogeográficas (véase el concepto de petrosoma en el Capítulo 7).

La figura 15.9 intenta ilustrar un ejemplo hipotético del aporte resultante de los dos tipos de basamentos arriba considerados. Mientras que el "basamento simple" aporta modas cuarzo-feldespáticas que según el caso graficarán en los campos de interior cratónico, continental transicional o basamento elevado (zona rosada en la figura 15.9), el "basamento compuesto" formado por granitoides, gneisses, migmatitas y anatexitas aportará una cantidad discreta de clastos líticos, que desplazará ligeramente las modas hacia la derecha (zona gris en la figura 15.9).

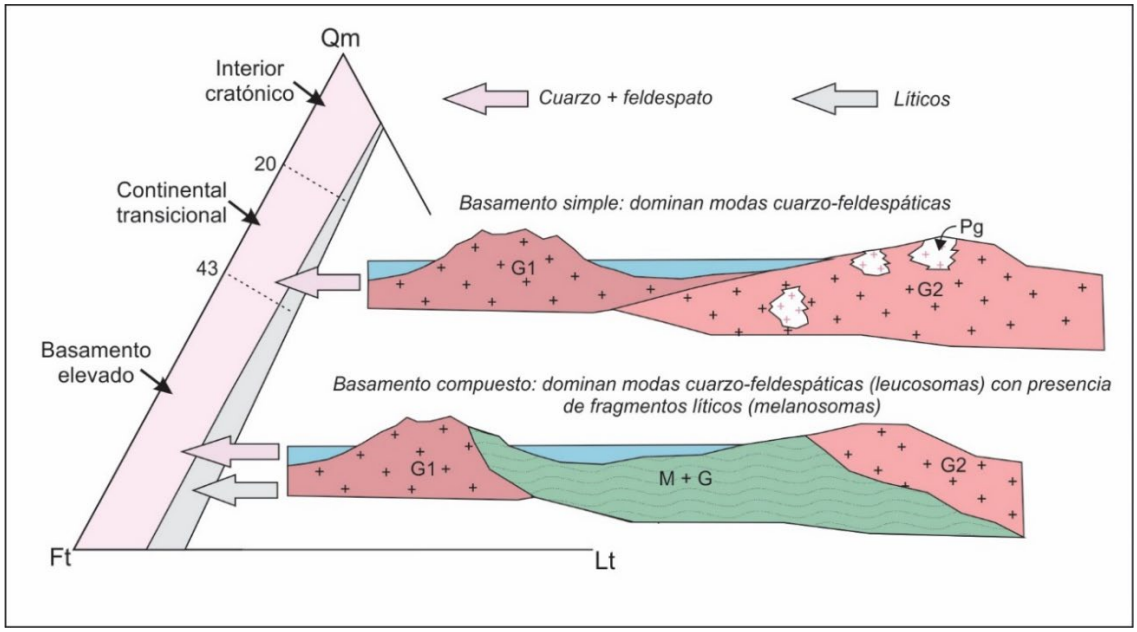


Figura 15.9. Diferencias hipotéticas en la composición modal de sedimentos provenientes de basamentos simples versus compuestos graficadas en el diagrama de Dickinson et al. (1983). Las flechas rosas indican el aporte dominante de cuarzo y feldespato mientras que la gris de clastos líticos provenientes del melanosoma de metamorfitas de muy alto grado. Para explicación véase el texto. Referencias: G1 granito alcalino, G2 granito microclínico, Pg cuerpos pegmatíticos, M+G Migmatitas, gneises y anatexitas.

Un complemento que puede utilizarse para registrar la presencia de basamentos en los que intervienen rocas metamórficas de muy alto grado, es controlar la presencia de algunos minerales accesorios como granates, estaurolita, cordierita, silimanita y andalusita, entre otros, que son comunes en metamorfitas de alto grado.

Areniscas dominadas por un alto porcentaje de fragmentos líticos volcánicos grafican en el campo de arco magmático y, por lo general, se las vinculan a márgenes activos en

zonas de subducción. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que areniscas de composiciones similares pueden aparecer también en contextos totalmente diferentes tales como cuencas de rift, de antepaís y, ocasionalmente, pericratónicas.

El campo de aporte de arco magmático fue dividido por Dickinson et al. (1983) en tres sectores de acuerdo con el grado de disección del arco (Fig. 15.8). Así el arco no disectado representa una situación en la cual el apilamiento de volcanitas supera a la tasa de erosión, lo que lleva a muy bajos valores de cuarzo total, altos porcentajes de fragmentos líticos de volcanitas y, en ocasiones, de piroclastitas. En este caso la relación plagioclasa versus feldespato potásico depende del tipo de volcanismo dominante, así cuando es mesosilícico o básico por lo general la plagioclasa supera al feldespato potásico, mientras que la situación se invierte en el caso de volcanismo ácido (riolítico o riodacítico). En el campo de arco transicional grafican rocas fuentes en las que la tasa de apilamiento del arco volcánico es similar a la de erosión, lo que lleva a un aumento en la proporción de feldespatos y cuarzo en desmedro de los líticos volcánicos. Finalmente, cuando la tasa de erosión supera al apilamiento volcánico se produce la disección del arco, lo que lleva a un aumento considerable en la proporción de cuarzo y feldespato, e incluso en algunos casos, a una transición a los campos de basamento elevado o continental transicional. Esta última situación se produce cuando el grado de erosión ha sido lo suficientemente intenso como para exponer las raíces graníticas del arco.

Marsaglia e Ingersoll (1992) estudiaron el aporte sedimentario en los arcos magmáticos circumpacíficos y del Caribe identificando cuatro distintos tipos de proveniencia: 1) Arcos intraoceánicos, 2) Arcos continentales, 3) Arcos vinculados a zonas triples y 4) Arcos relacionados a márgenes transcurrentes entre placas. Algunos de los resultados alcanzados por los mencionados autores se muestran en la figura 15.10 y pueden resumirse en los siguientes puntos: 1. Las arenas relacionadas a arcos intraoceánicos presentan bajos contenidos de cuarzo (por lo general menor al 5% de la media QFL), pueden exhibir mayor porcentaje de plagioclasa que de feldespato potásico (aunque esta relación depende del volcanismo) y están mayoritariamente formadas por fragmentos líticos volcánicos; 2. Los sedimentos derivados de arcos continentales pueden ser más cuarzo feldespáticos que los intraoceánicos, por lo que el cuarzo puede alcanzar el 10% de la media QFL y los feldespatos el 65%. Además, los granos de volcanitas son más variables composicionalmente y los porcentajes de metamorfitas y sedimentitas disminuyen; 3. Las zonas de contactos triples entre placas y el volcanismo en áreas de márgenes transcurrentes producen arenas de similar composición y son más cuarzo-feldespáticas que los grupos previamente citados; 4. Las modas del grupo de volcanismo en contactos transcurrentes son probablemente las más cuarzosas de las examinadas y 5. La composición modal en contactos triples en muchos casos se aproxima al campo de mezcla en los diagramas de Dickinson et al. (1983), mientras que arcos volcánicos continentales relacionados a transcurrencia a menudo grafican en el campo de arco disectado (Fig. 15.10).

La importancia de analizar el tipo de lítico dominante y separar clastos provenientes de fuentes neovolcánicas y paleovolcánicas fue señalada tempranamente por De Rosa et al. (1986, Fig. 15.11). Los citados autores examinaron las modas detríticas resultantes de arenas en zonas de trinchera próximas al arco volcánico en el sudoeste de Japón (muestras obtenidas del Deep Sea Drilling Project). Inicialmente, los autores graficaron todas las muestras en conjunto, las que como era de esperar se ubicaron en el campo de los arcos

volcánicos (desde no disectados a disectados) y unas pocas en orógeno reciclado (Fig. 15.11 A).

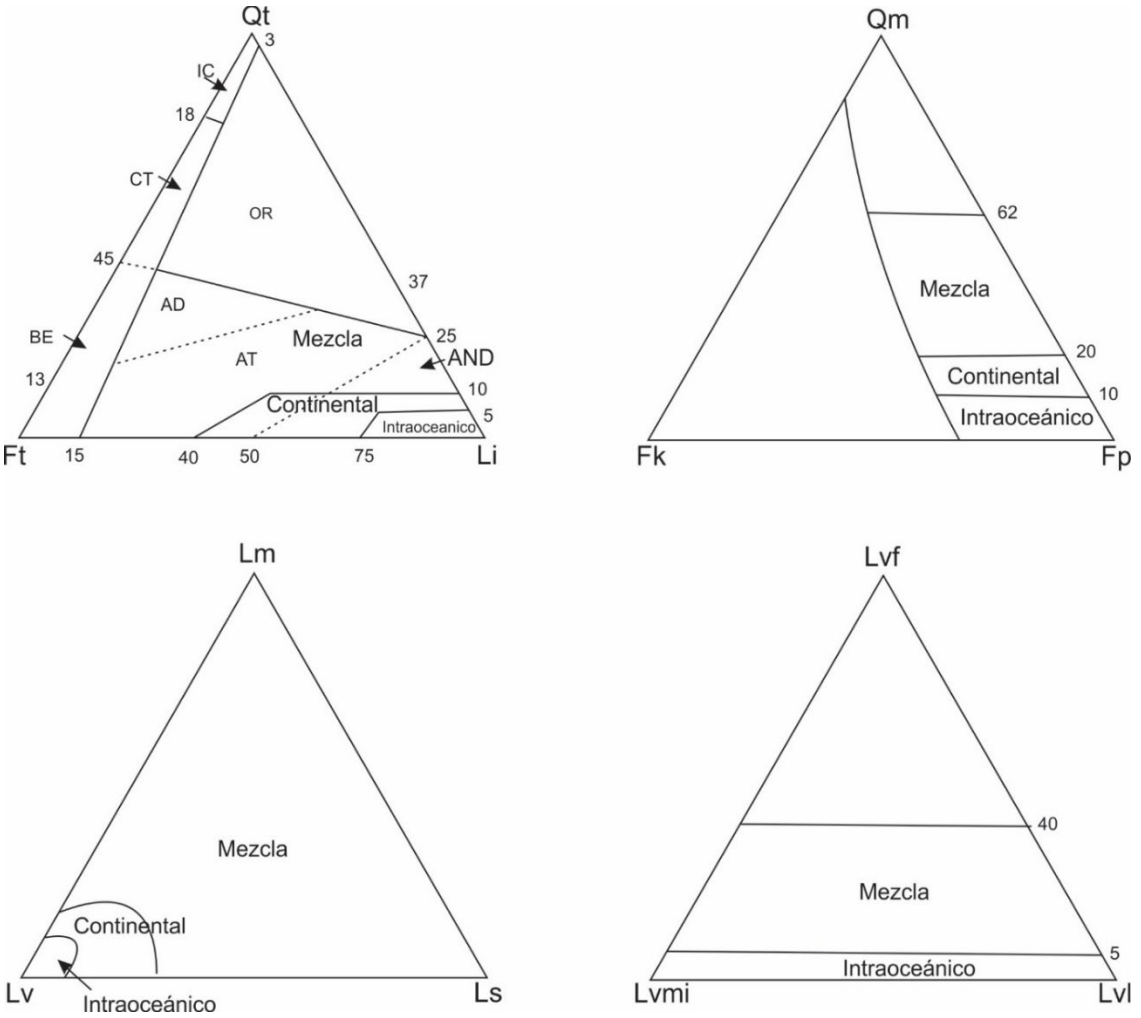


Figura 15.10. Diagramas presentados por Marsaglia e Ingersoll (1992) sobre la base del análisis de modas detríticas de arena a lo largo del margen circumpacífico y el Caribe. Los autores reconocen cuatro tipos de aportes volcánicos correspondientes a arcos intraoceánicos, continentales, puntos triples y fallas transformantes. Referencias Qt cuarzo total, Qm cuarzo monocristalino, Ft feldespatos totales, Fk feldespatos potásicos, Fp plagioclasas, Li líticos inestables, Lm líticos metamórficos, Lv líticos volcánicos, Ls líticos sedimentarios, Lvf líticos volcánicos felsíticos, Lvmi líticos volcánicos microlíticos, Lvl líticos volcánicos con texturas vítreas, AND arco volcánico no disectado, AT arco volcánico transicional, AD arco disectado, IC interior cratónico, CT continental transicional, BE basamento elevado y OR orógeno reciclado.

Con el propósito de analizar el tipo de volcanismo y el eventual aporte de áreas de basamento, los autores agruparon a los clastos en tres tipos principales, los correspondientes a fragmentos metamórficos y de plutonitas, aquellos derivados a volcanitas ácidas y los de volcanitas básicas. Esta distinción fue volcada en el diagrama ternario de la figura 15.11 B, lo que permitió caracterizar al arco como dominado por volcanismo ácido a mesosilícico con discreto aporte de un orógeno reciclado.

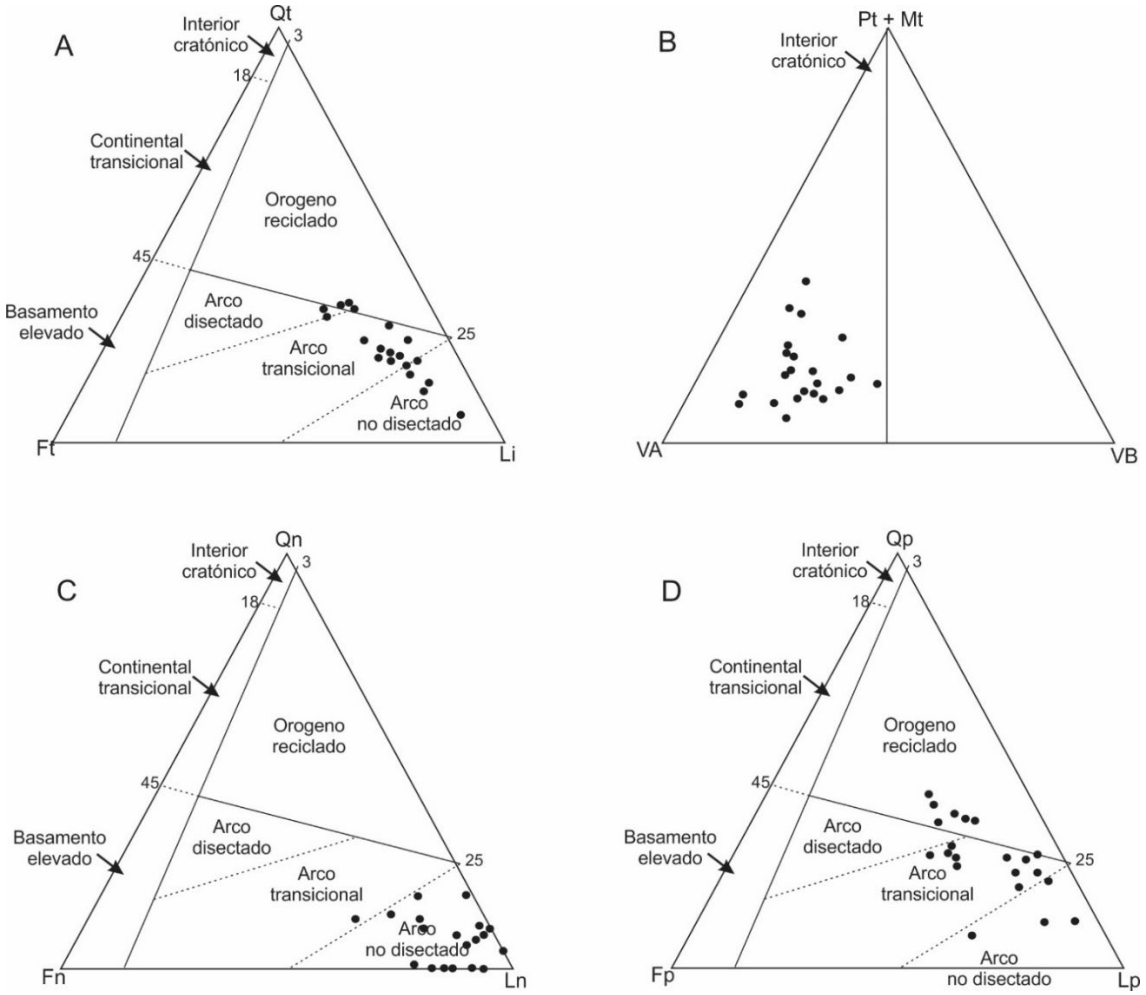


Figura 15.11. Modas detríticas obtenidas por De Rosa et al. (1986), el diagrama A muestra el total de las muestras analizadas con el propósito de brindar un marco general de las áreas de proveniencia. El diagrama B intenta caracterizar el tipo de volcanismo y la importancia del aporte de secuencias turbidíticas parcialmente metamorfizadas. En C y D se grafican los componentes neo y paleovolcánicos respectivamente, las diferencias observadas en el grado de disección del arco sugieren la existencia de al menos dos unidades volcánicas aportando a la cuenca.

Cuando se separan los componentes neovolcánicos (Fig. 15.11 C) de los paleovolcánicos (Fig. 15.11 D) resulta claro que los primeros provienen de un arco no disectado, mientras que en los segundos el grado de disección es mucho mayor. En otras palabras, el arco volcánico mostraba dos componentes de aporte que diferían en antigüedad.

En lo que corresponde al aporte de orógenos reciclados se incluye aquí la proveniencia de espesas columnas, en ocasiones de miles de metros de espesor, de rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado que fueron deformadas y ascendidas en áreas orogénicas. Dickinson (1985) propuso tres tipos de ambientes tectónicos principales, fajas de sutura, complejos de subducción y margen externo de las cuencas de antepaís.

De acuerdo a la composición de los clastos, Dickinson et al. (1983) dividieron a la procedencia de orógenos reciclados en líticos, transicionales y cuarzosos (Fig. 15.8). La proveniencia de orógenos líticos (Lt >> Qm) se caracteriza por el predominio de clastos de areniscas muy finas, fangolitas, cherts, pizarras, filitas, otros tipos de esquistos de bajo

grado y eventualmente metavolcanitas. Por lo general, la proporción de feldespatos es muy baja y el porcentaje de cuarzo inferior al 30%.

El extremo opuesto corresponde a los orógenos reciclados cuarzosos (Qm >> Lt, Fig. 15.8) en los que el cuarzo monocristalino prevalece ampliamente sobre los fragmentos líticos totales (fragmentos líticos inestables + cuarzo policristalino). En estos casos, los porcentajes de feldespato y de líticos volcánicos son muy bajos y la cantidad de cuarzo monocristalino supera al policristalino. La proveniencia de orógenos reciclados cuarzosos puede reflejar altas proporciones de cuarcitas y protocuarcitas en las áreas fuentes, aunque en otros casos puede derivar del retrabajo de arenas, ya sea dentro de un solo ciclo o, más frecuentemente, de varios ciclos sedimentarios que incrementan la madurez del sedimento.

Finalmente, los orógenos reciclados transicionales corresponden a composiciones intermedias donde las proporciones de cuarzo monocristalino y fragmentos líticos no muestran diferencias sustanciales (Fig. 15.8).

Estudios sobre aportes derivados de fuentes orogénicas fueron llevados a cabo por Mack (1981), Schwab (1981), Mack et al. (1983), DeCelles (1986), DeCelles y Heretel (1989), Nocita (1989), Marsaglia y Carozzi (1990), entre muchos otros. El análisis de estos trabajos sugiere que la separación en las tres categorías arriba discutidas podría ser mejorada notablemente si se especifica la naturaleza de los fragmentos líticos, utilizando, por ejemplo, los componentes de tercer orden de la figura 15.1. El triángulo de la figura 15.12 A ilustra lo dicho, allí se han graficado los tres componentes líticos principales de los orógenos reciclados, esto es, el cuarzo policristalino tipo chert, los fragmentos de fangolitas más areniscas y líticos metamórficos de bajo grado. Algunos orógenos incluyen además variables proporciones de calizas, si este aporte es significativo puede agregarse al vértice sedimentario.

Nótese que en el triángulo de la figura 15.12 A no se han definido campos, pues el objetivo es sólo mostrar como la composición de los líticos permite estimar el tipo, o los tipos, de rocas dominantes en el orógeno. En particular la prevalencia de pizarras, filitas y esquistos de bajo grado, indica que la secuencia ha sido al menos parcialmente metamorfizada (Fig. 15.12 A).

Cuando las areniscas muestran alta proporción de chert, en ocasiones asociados a fragmentos de fangolitas, es probable que el área de aporte corresponda a sedimentos marinos profundos que no han sido metamorfizados.

Otro aspecto que es interesante considerar es la evolución vertical de las modas detríticas de los orógenos. La experiencia de los autores lleva a considerar al menos tres patrones diferentes (Fig. 15.12 B). Probablemente, el más común corresponde al desmantelamiento de un orógeno dominado por rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado, lo que en general conduce a un aumento en la relación Qm/Qp y una disminución en el porcentaje de fragmentos líticos inestables (patrón 1, Fig. 15.12 B). Un segundo patrón corresponde a los orógenos asociados a volcanismo, en estos casos es frecuente el pasaje de modas de orógeno lítico (en algunos casos transicionales) a arcos magmáticos. Finalmente, algunas modas detríticas se enriquecen tanto en cuarzo como feldespato pasando al campo de mezcla (Fig. 15.12 B). El origen del incremento en feldespato deberá ser analizado en cada caso, en algunas ocasiones se debe a la erosión de intrusivos que son expuestos durante el desmantelamiento del orógeno.

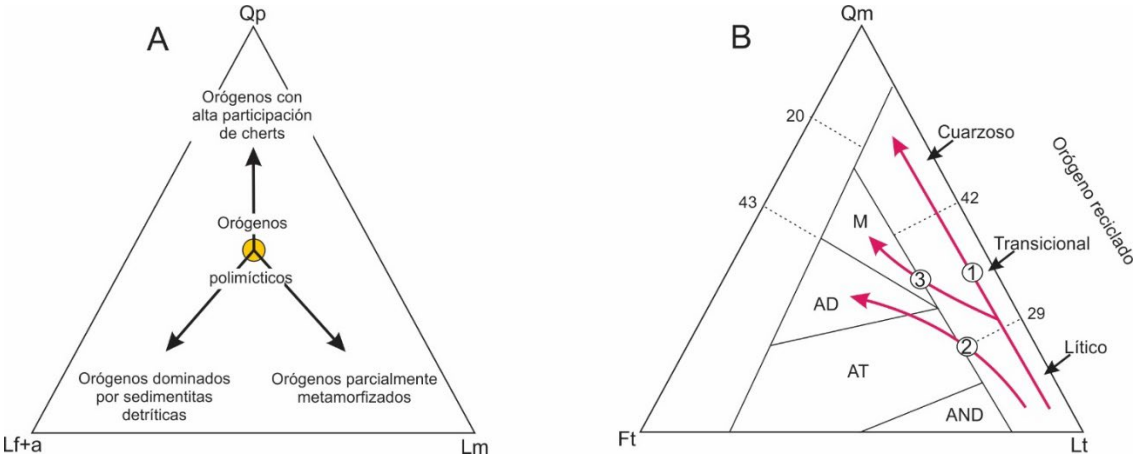


Figura 15.12. A: Diagrama triangular que utiliza la composición de los fragmentos líticos para evaluar cualitativamente la conformación del orógeno; B: Patrones de evolución vertical de las modas detríticas correspondientes a orógenos reciclados (para explicación véase el texto). Referencias: Qp cuarzo policristalino, Qm cuarzo monocristalino, Lf+a suma de fragmentos líticos de fangolitas y areniscas, Lm líticos de metamorfitas de bajo grado, Ft feldespatos totales y Lt líticos totales.

INFLUENCIA DEL CLIMA, TRANSPORTE Y DIAGÉNESIS SOBRE LAS MODAS DETRÍTICAS

Como ya fue expresado las modas detríticas de areniscas resultan una función de varios factores, en los que, si bien la procedencia es una variable de primer orden, existen otras que en casos extremos son capaces de modificar el valor de las modas alterando así la señal de procedencia. Analizaremos brevemente a continuación este tema.

El control climático sobre la composición de las arenas ha sido un tema largamente analizado en la literatura (Judd, 1886; Mackie 1899 a y b; Basu, 1976; Suttner et al., 1981; Mack y Jerzykiewicz, 1989; Blasi y Manassero, 1990; Weltje et al., 1998; Weltje y von Eynatten, 2004; Garzanti et al., 2013, 2018; Ahmad et al., 2019; entre otros). Básicamente, consiste en que bajo condiciones tropicales (climas sumamente cálidos y húmedos), se acelera la descomposición química de minerales inestables, incluyendo tanto líticos como la ya discutida hidrólisis de los feldespatos (para una discusión del efecto del intemperismo véase Capítulo 1). Por el contrario, climas áridos, principalmente en zona desérticas cálidas o frías (incluyendo áreas glaciares), promueven la preservación de fragmentos líticos y minerales inestables. Un buen ejemplo son los clastos de calizas, en condiciones de elevada humedad y temperatura se disuelven con relativa facilidad, por el contrario, en climas áridos los fragmentos carbonáticos son mucho más refractarios al intemperismo, preservándose con mayor facilidad en las modas detríticas.

Climas sumamente agresivos que favorecen la descomposición química tienden a enriquecer las modas en cuarzo, tanto mono como policristalino, en detrimento de algunos fragmentos líticos y feldespatos (véase Folk, 1974, 1980; Basu, 1976, 1985; Suttner et al., 1981; Johnsson et al., 1991; Scasso y Limarino, 1997; Fig. 15.13).

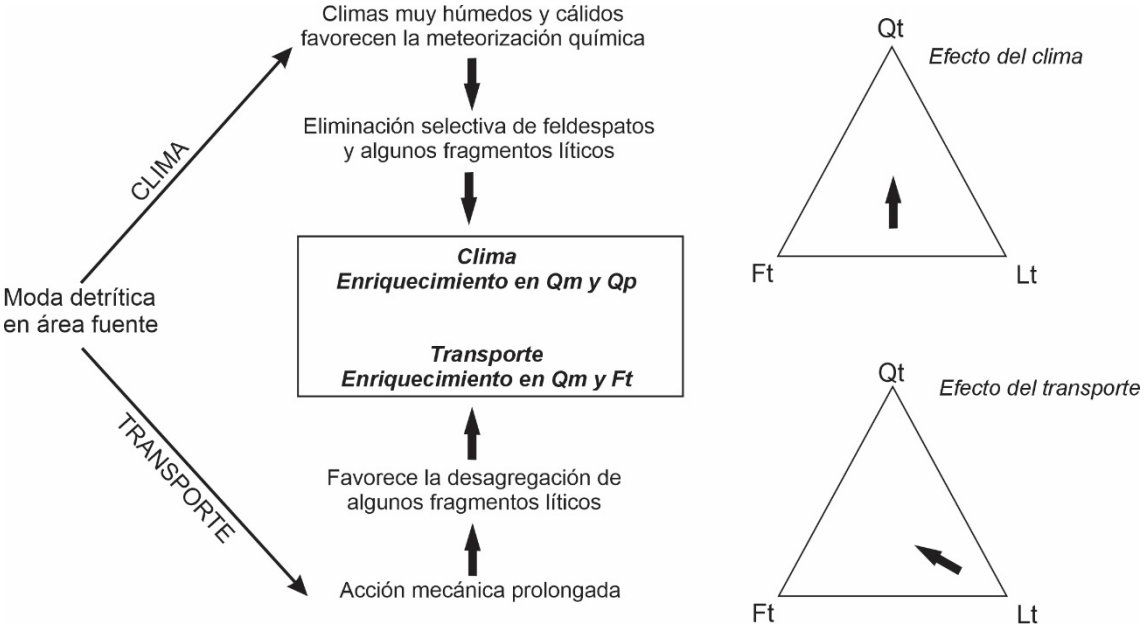


Figura 15.13. Representación esquemática de la influencia del clima y el transporte sobre la composición de las arenas. A partir de una moda detrítica en el área fuente se señalan el efecto del clima (flecha superior) y el transporte (flecha inferior) sobre la composición. Nótese que, en el caso del clima y en un sentido muy general, condiciones sumamente agresivas llevan al enriquecimiento en cuarzo total por parcial eliminación de feldespatos (Ft) y fragmentos líticos (Lt). El efecto del transporte es distinto y se traduce principalmente en la disgregación de los componentes monominerales, a consecuencia de los cual se produce un corrimiento de las modas hacia el segmento Qt-Ft.

La influencia del factor climático sobre modas detríticas fue analizada tanto para arenas actuales como en secuencias antiguas. Para el primer caso, Suttner et al. (1981) estudiaron los cambios en las modas derivadas de distintas áreas fuentes bajo dos regímenes climáticos contrapuestos, por un lado, climas sumamente húmedos y templados con lluvias que excedían los 1200 mm anuales, por el otro, regiones semiáridas y áridas con precipitaciones anuales medias inferiores a los 370 milímetros. Los resultados de estos estudios aparecen resumidos en los diagramas triangulares de la figura 15.14A donde se analizan por separado rocas fuentes graníticas (triángulo superior), metamórficas de bajo grado (triángulo medio) y de alto grado (triángulo superior). En los tres casos se observa un enriquecimiento en cuarzo al comparar climas húmedos y áridos-semiáridos tomando una distancia de transporte teórica del orden de 75 Km (Suttner et al. (1981).

En lo que respecta a secuencias antiguas, un excelente ejemplo fue mostrado por Suttner y Dutta (1986) al analizar la evolución de las modas del Supergrupo Gondwana (Permo-Triásico, India) que mantiene un área de proveniencia aproximadamente constante. Esta unidad muestra el pasaje de condiciones climáticas variadas, desde áridas glaciares (base de la secuencia) a templadas húmedas y semiáridas cálidas (Fig. 15.14 B). Nótese como las condiciones áridas y semiáridas, sean éstas glaciares o cálidas, llevan a bajos valores en la relación Qp+Qm/Ft+Lt, mientras que en climas húmedos esta relación aumenta considerablemente como consecuencia de la destrucción de feldespatos y fragmentos líticos (Fig. 15.14 B).

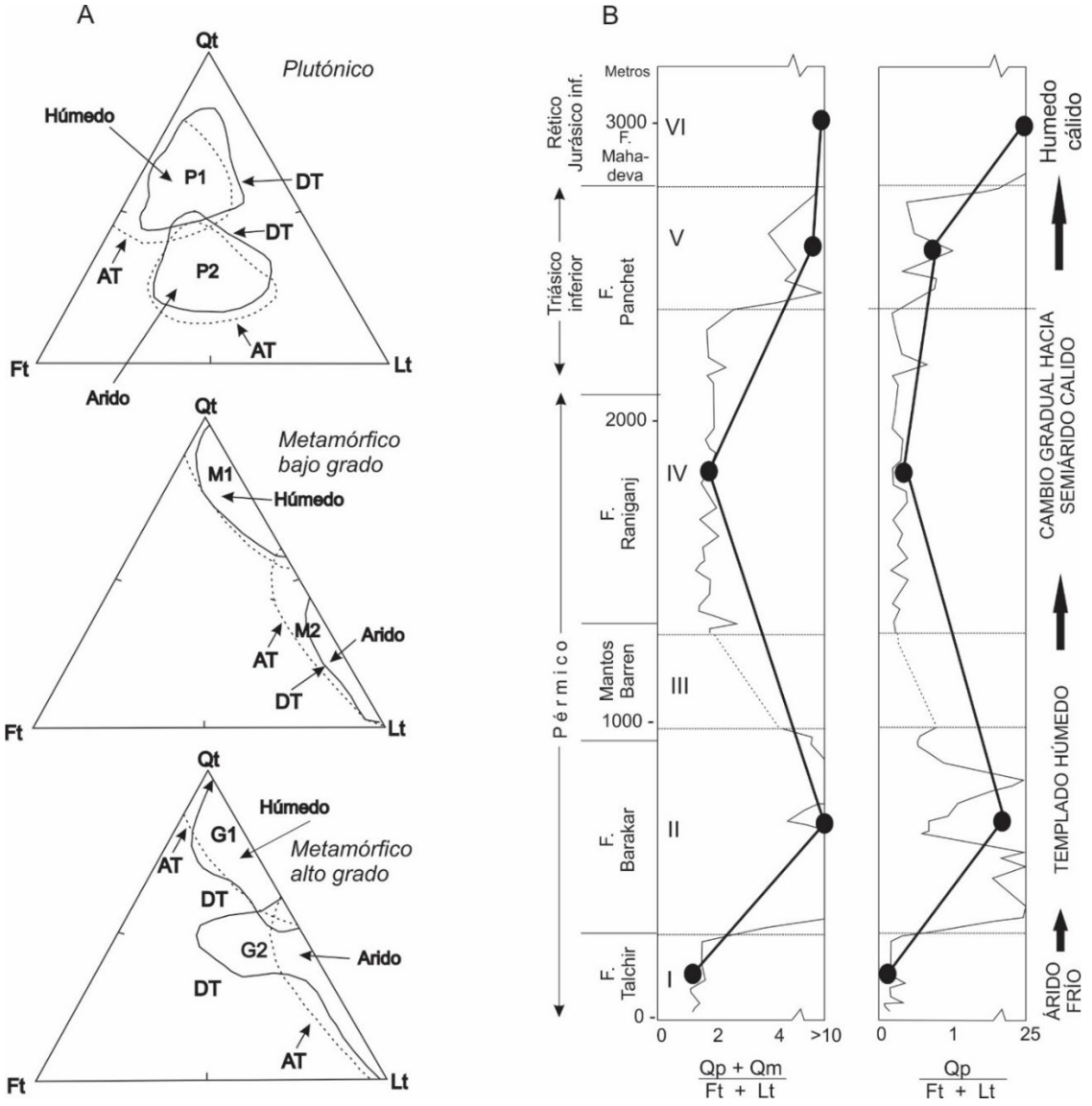


Figura 15.14. A. Ejemplo de las variaciones en las modas detríticas de arenas en condiciones climáticas húmedas y áridas-semiáridas. El triángulo superior muestra dos casos correspondientes a áreas fuentes plutónicas (P1 y P2), el intermedio a proveniencia de metamorfitas de bajo grado (M1 y M2) y el inferior de metamorfitas de alto grado (G1 y G2). Nótese el incremento en cuarzo en climas húmedos versus áridos, AT corresponde a las modas antes del transporte y DT después del transporte (ligeramente modificado de Suttner et al., 1981). B. Control climático sobre las modas detríticas de las sedimentitas del Supergrupo Gondwana siendo el área de aporte aproximadamente constante (Suttner y Dutta, 1986). Nótese que climas áridos (glaciares o cálidos) favorecen bajos valores en la relación Qp+Qm/Ft+Lt debido a la falta de alteración de feldespatos y fragmentos líticos. En contraposición climas húmedos llevan a un marcado incremento en el cociente Qp+Qm/Ft+Lt por la eliminación de minerales metaestables e inestables (ligeramente modificado de Suttner y Dutta, 1986). Los valores QFL para cada una de las petrofacies (números romanos en la figura son, I 54:42;4; II 88:10:2; III sin mediaciones; IV 62:34:4; V 82:16:2 y VI 99:1:0.

El efecto del transporte sobre las modas detríticas es resumido en la figura 15.13, a diferencia del factor climático, el transporte no influye *per se* en la alteración de clastos, sino esencialmente promueve la desagregación de los fragmentos líticos en sus

componentes minerales. No obstante, cuando la distancia de transporte es grande la alteración de minerales inestables puede ser favorecida al aumentar el tiempo de exposición a condiciones climáticas agresivas, sobre todo cuando los sedimentos sufren varios episodios de depositación y erosión antes de su sepultamiento definitivo (Potter, 1986; Garzanti et al., 2015).

Ito y Masuda (1986) analizaron la composición de arenas en relación con distintos subambientes de la paleobahía de Tokio, reportando que las modas detríticas eran altamente controladas por los mecanismos de transporte y depositación. Por ejemplo, los valores más altos en la relación líticos volcánicos / líticos totales fueron reportados en ambientes eólicos y los más bajos en zonas costeras dominadas por acción de olas y mareas. Similares resultados fueron encontrados para arenitas volcánicas deltaicas de edad triásica en el norte de Italia (Garzanti, 1986).

Ferree et al. (1988) realizaron un exhaustivo análisis en secuencias actuales y antiguas del efecto de la abrasión fluvial y marina en clastos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (Fig. 15.15 A). Los mencionados autores graficaron las modas QFL para arenas fluviales y su desembocadura en playas marinas, siendo constante el área de proveniencia en cada caso. Nótese como el ambiente marino incrementa la proporción de cuarzo debido a que el oleaje es uno de los mecanismos más eficientes para la desagregación de líticos (Fig. 15.15 A).

En la misma figura hemos graficado el comportamiento hipotético de tres tipos de fragmentos líticos mediando un prolongado y energético transporte. El primer caso corresponde a líticos de volcanitas con textura microporfírica, los que incrementan tanto la proporción de cuarzo como de feldespato al liberar los microfenocristales, aunque la proporción de fragmentos líticos sigue siendo relativamente alta (pastas de las rocas volcánicas, Fig. 15.15 B). El segundo tipo incluye a clastos de cuarcitas de grano grueso, las que como resultado del transporte incrementan la cantidad de cuarzo monocristalino en detrimento del lítico (segmento QL), sin que ocurra un corrimiento significativo de las modas hacia el segmento QF (Fig. 15.15 C). Finalmente, el último ejemplo examina la evolución modal para líticos de aplitas o granitos de grano muy fino, en esta situación los granitos se disgregan significativamente en cuarzo y feldespato produciendo una rápida disminución en al porcentaje de líticos (Fig. 15.15 D).

Espejo y López Gamundí (1994) en su estudio sobre secuencias carboníferas deltaicas de Argentina reportaron dos petrofacies, una cuarzosa y la otra cuarzo-lítica provenientes de la misma área de aporte. La cuarzosa derivó del retrabajo de olas, mientras que la cuarzo-lítica se la vinculó a canales fluviales de la plataforma deltaica.

Además del clima y la distancia de transporte, otros factores como la subsidencia asociada a la historia depositacional de los sedimentos puede también afectar la composición modal. Un ejemplo es mostrado en la figura 15.16, allí la línea gruesa representa esquemáticamente el perfil longitudinal de un sistema fluvial, aunque teóricamente el sedimento puede ser transportado sin interrupciones desde cabeceras hasta el mar, en la realidad los clastos sufren reiterados eventos de depositación transitoria dentro de la cuenca fluvial (línea cortada en la figura 15.16). Durante este tiempo, los clastos quedan expuestos en sus planicies aluviales y sujetos a intemperismo, bajo condiciones climáticas extremas esto favorece la eliminación de mineralogías inestables.

Por otro lado, la acción eólica puede tomar granos de arena durante el estiaje y retransportarlos aguas arriba como ocurre actualmente en la cuenca del Orinoco. Los

clastos serán nuevamente captados durante la temporada de lluvias y llevados aguas abajo por los sistemas fluviales, aumentando así su distancia de transporte (Fig. 15.16).

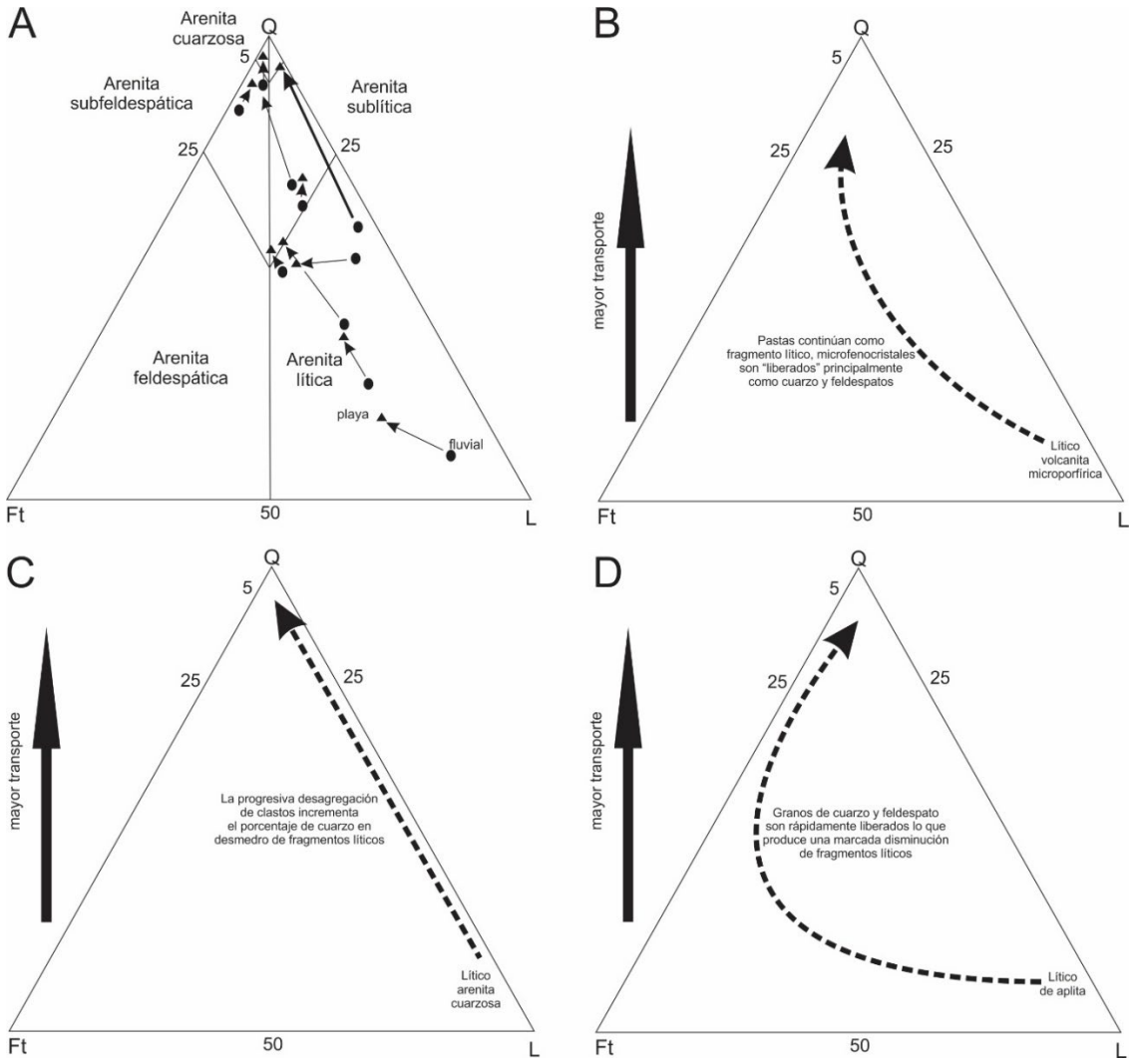


Figura 15.15. A. Variaciones de las modas detríticas debido a un prolongado transporte; A. resultados obtenidos por Ferree et al. (1988), los valores correspondientes al vértice cuarzoso han sido omitidos para mayor claridad en la figura. B, C, y D ilustran el efecto hipotético de un prolongado transporte para tres tipos de fragmento líticos que incluyen respectivamente a aquellos dominados por volcanitas con texturas microporfírica (B), arenitas cuarzosas (C) y líticos de aplitas (D). Para explicación véase el texto.

Franzinelli y Potter (1983) estudiaron el efecto sobre las modas detríticas de sistemas fluviales de gran longitud bajo condiciones climáticas muy húmedas y cálidas (tropicales). El caso analizado correspondió al río Amazonas, que desde cabeceras hasta su desembocadura en el mar se extiende por algo más de 7000 kilómetros. En la Cordillera de Los Andes, nacientes del Amazonas, los autores arriba mencionados reportan porcentajes de fragmentos líticos que varían entre 40% y algo más del 50% (arenas líticas y sublíticas), estos valores caracterizan adecuadamente a sus áreas fuentes. Sin embargo, en su desembocadura en el mar el porcentaje de fragmentos líticos, e incluso feldespatos, tiende a cero dominando los clastos de cuarzo (arenas cuarzosas).

Los resultados señalados llevaron a Franzinelli y Potter (1983) a postular que la generación de arenitas cuarzosas no es necesariamente policíclica, y que este tipo de areniscas puede formarse al mediar un transporte sumamente largo y condiciones climáticas lo suficientemente agresivas como para alterar completamente los líticos y descomponer los feldespatos.

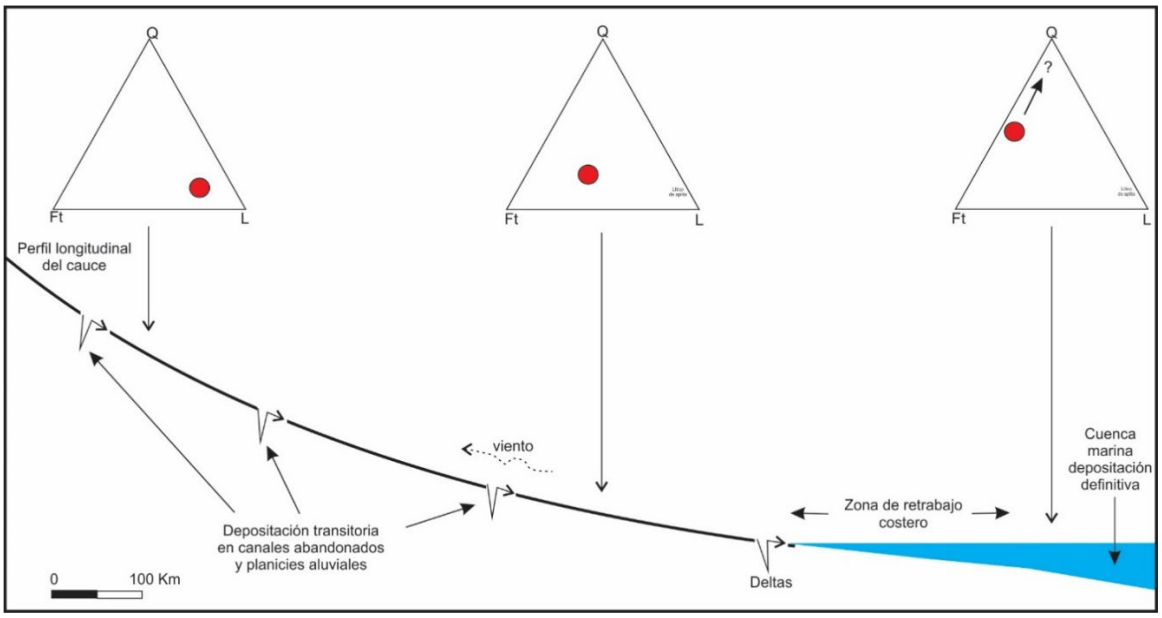


Figura 15.16. Representación idealizada del efecto de la depositación transitoria a lo largo de sistemas fluviales extensos y bajo climas húmedos y cálidos sobre las modas detríticas. A modo de ejemplo se ha tomado la moda detrítica teórica de arenas derivadas de granitos de grano fino en cabeceras (triángulo de la izquierda), la que evoluciona durante el transporte al segmento (QF). Para más detalle véase el texto.

La eliminación de algunos componentes detríticos puede también ocurrir en condiciones diagenéticas particulares (véase Capítulos 5 y 6). Sin embargo, esta situación es por lo general fácilmente advertida en los estudios petrográficos. Aquellas muestras en las que la diagénesis produjo modificaciones profundas en la composición de las areniscas (alta porosidad secundaria, reemplazos que no permiten identificar el componente original, alto porcentaje de pseudomatriz) deberían ser descartadas en estudios de procedencia.

De lo señalado en esta sección se podría llegar a la equivocada conclusión de que debido a la influencia del clima y el transporte las modas detríticas no son útiles para discriminar áreas de proveniencia. Debe quedar claro que, como se ha señalado más arriba, el área fuente es la principal variable de la función moda detrítica y que sólo condiciones climáticas o de transporte extremas pueden sobreponerse a ella, llevando a resultados inexactos en la interpretación de la composición del área de procedencia.

UNIDADES DE TRABAJO: PETROFACIES, PETROSOMAS Y PROVINCIAS

Durante los últimos años las modas detríticas de areniscas han demostrado ser una importante herramienta para los estudios estratigráficos de diferente índole, desde reconstrucciones paleogeográficas hasta modelos de evolución de cuencas. El agrupamiento de diferentes composiciones modales, tanto en sentido vertical (temporal) como lateral (regional), se expresa mediante la identificación de petrofacies a lo largo de los perfiles (Dickinson y Rich, 1972; Dickinson et al., 1983; Suttner y Dutta, 1986). En la práctica esta unidad de trabajo admite al menos dos definiciones:

Definición 1:
Petrofacies: intervalo estratigráfico caracterizado por una misma moda detrítica
Definición 2:
Petrofacies: intervalo estratigráfico que caracteriza una misma área de aporte

Nótese que en ambas definiciones las petrofacies son unidades de trabajo definidas microscópicamente y que involucran a un determinado intervalo estratigráfico. Sin embargo, el significado de ambas propuestas es sustancialmente distinto. En la definición 1 la petrofacies no implica un área de aporte determinada sino sólo una composición detrítica similar, la que podría reflejar proveniencia, condiciones climáticas, condiciones de transporte, entre otras.

La segunda definición es mucho más taxativa en el sentido de relacionar la petrofacies a un área de proveniencia; esta concepción minimiza el efecto del clima y el transporte en las modas y es la corrientemente utilizada a la hora de identificar las áreas de proveniencia desde un punto de vista geotectónico (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Marsaglia e Ingersoll, 1992).

Aunque la primera definición parece ser más objetiva y con menor implicancia genética, ambas pueden ser utilizadas con éxito según el objetivo y el contexto analizado, siendo sólo necesario aclarar en qué sentido se utiliza el término petrofacies.

Además de las petrofacies, existen otros términos cuyo significado conceptual conviene tener en cuenta. El primero de ellos es el concepto de "*distributive province*" (véase Milner, 1962; Weltje y von Eynatten, 2004) para incluir al entorno que abarca todas las rocas, ígneas, metamórficas y sedimentarias, que contribuyen a la formación de sedimentos acumulados contemporáneamente (Milner, 1962: 373). Nótese que una "*distributive province*" puede estar representada por una o varias petrofacies de acuerdo con la complejidad litológica de la comarca. Otros términos similares como *sediment-petrological province* también han sido propuestos y su significado se discutirá más adelante al tratar las asociaciones de minerales pesados.

Net y Limarino (2006) utilizaron el término "petrosoma", originalmente propuesto por Ingersoll y Cavazza (1991), para agrupar petrofacies que, aunque provenientes de la misma región de aporte, son diferentes debido al carácter heterogéneo del área fuente. En otras palabras, el petrosoma reúne petrofacies que representan áreas de aporte relacionadas genética y paleogeográficamente. En la figura 15.17 se ilustra el agrupamiento de siete petrofacies en tres petrosomas, cada uno de los cuales representa

una unidad morfoestructural diferente dentro de la cuenca (véase Net y Limarino, 2006). El petrosoma pampeano de la figura 15.17 reúne dos tipos de basamento, por un lado, la derivación de granitoides (petrofacies QF, Fig. 15.17) y, por el otro, de rocas metamórficas de muy alto grado (petrofacies QF-Lm, Fig. 15.17). El petrosoma precordillerano incluye a un orógeno reciclado representado en las petrofacies QF-Ls (cuarzo-feldespática sedimentaria) y QL (cuarzo-lítica). Finalmente, el petrosoma andino reúne tres asociaciones con significativa proporción de líticos volcánicos, la petrofacies QL (cuarzo-lítica), la QLv (volcanolítica cuarzosa) y la Lv (lítica volcánica). De esta forma, el agrupamiento en petrosomas descripto permitió analizar la evolución de las áreas de aporte desde el Carbonífero al Pérmico temprano y caracterizar la evolución paleogeográfica de la región (Net y Limarino, 2006).

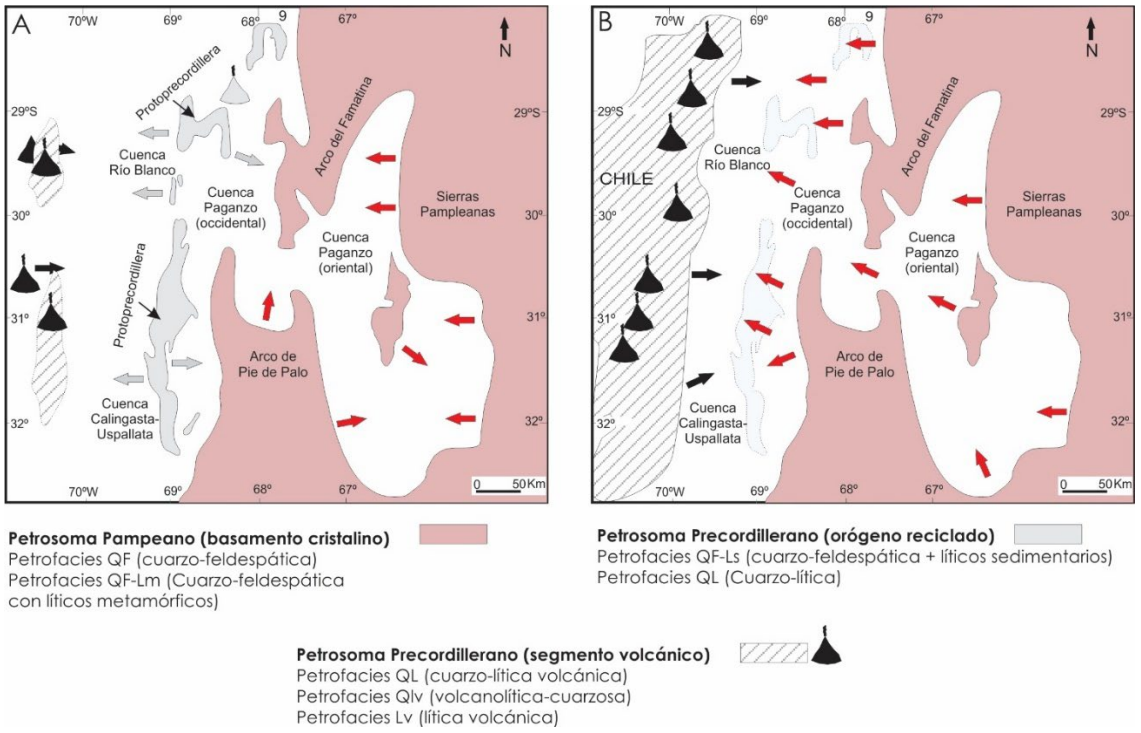


Figura 15.17. Ejemplo de la utilización de petrosomas en los análisis de áreas de proveniencia. La figura ilustra el caso de la evolución de la Cuenca Paganzo (noroeste argentino) durante el Paleozoico superior: A representa el Pensylvaniano y B el Pérmico (sintetizada y modificada de Net y Limarino, 2006). Siete petrofacies definidas a partir del estudio de 187 areniscas son agrupadas en tres petrosomas, cada uno de los cuales representa áreas de aporte paleogeográfica y genéticamente relacionadas. El petrosoma pampeano corresponde a un basamento formado por rocas cristalinas correspondientes a granitoides y metamorfitas de muy alto grado (petrofacies QF y QF-Lm respectivamente). El petrosoma precordillerano resulta del aporte de orógenos reciclados eo-mesopaleozoico (petrofacies QF-Ls y QL). El petrosoma andino reúne tres petrofacies con significativa proporción de líticos volcánicos (QL, QLv y Lv). Nótese como el estudio de los petrosomas permite detectar el destechado del orógeno reciclado, la aparición de un segmento volcánico en el oeste y cambios menores en las áreas de aporte. Las flechas sintetizan mediciones de paleocorrientes y sus colores el petrosoma dominante.

ESTRATEGIAS EN EL ANÁLISIS DE ÁREAS DE PROVENIENCIA BASADA EN MODAS DETRÍTICAS EN ARENISCAS

Aspectos metodológicos generales: La determinación de áreas de proveniencia utilizando modas detríticas de livianos incluye una serie de aspectos metodológicos y conceptuales que deben ser tenidos en cuenta y que serán considerados brevemente en esta sección, incluyendo: escala de muestreo, relación entre modas detríticas-facies sedimentarias, agrupamiento de componentes modales, utilización de diagramas introductorios, empleo de diagramas particulares y el uso de información adicional como la surgida de patrones de paleocorrientes, superficies limitantes en el relleno de la cuenca, entre otras (Fig. 15.18)

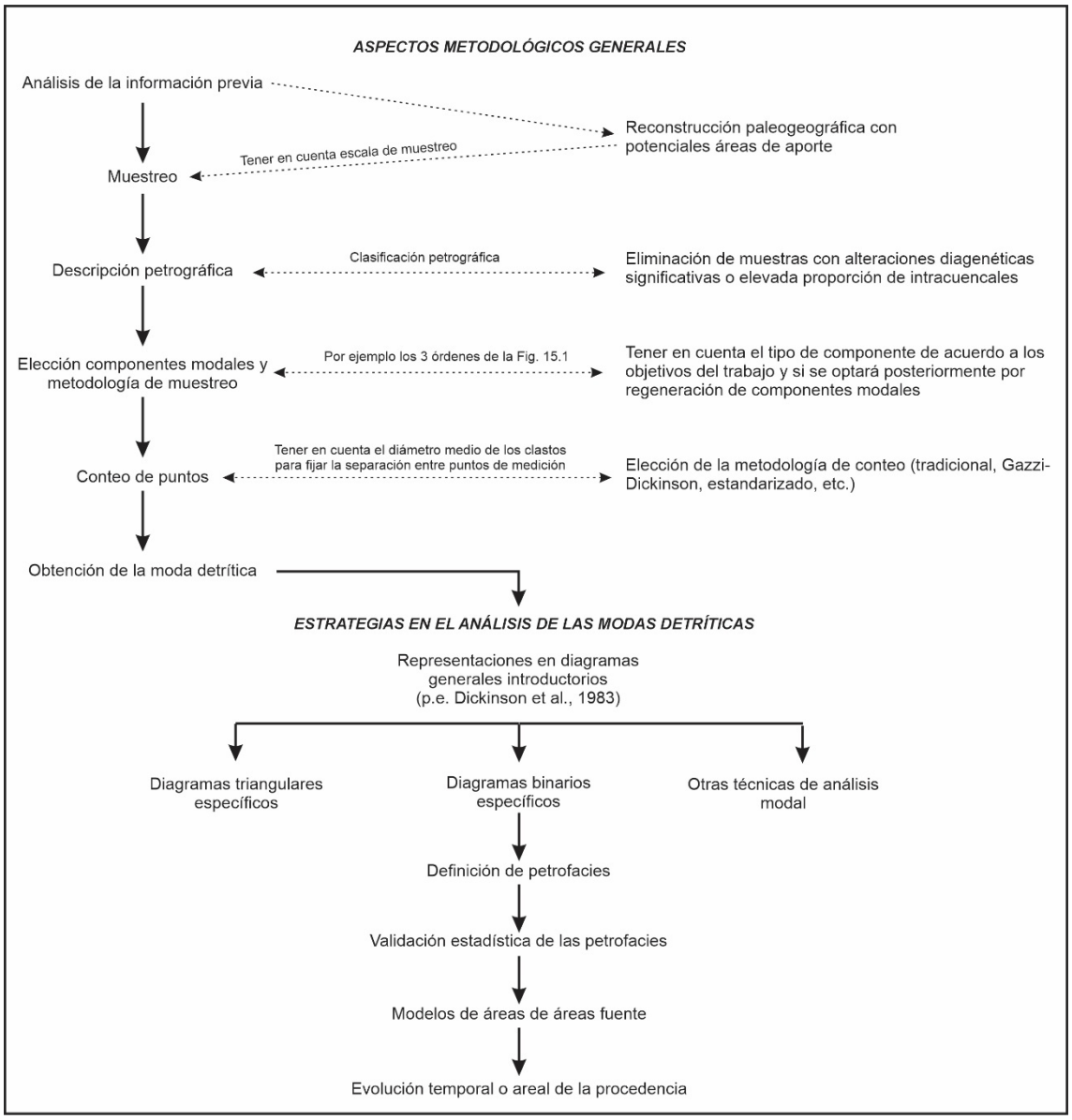


Figura 15.18. Propuesta para los estudios de procedencia empleando modas detríticas de areniscas, el esquema divide los aspectos metodológicos generales y estrategia en el análisis de las modas detríticas.

La figura 15.18 propone un organigrama metodológico para los estudios de procedencia. Como allí puede verse, el primer punto se refiere al análisis de la información previa con el objeto de seleccionar los perfiles a estudiar, analizar la influencia de los paleoambientes sedimentarios sobre las modas detríticas y reconstruir un esquema paleogeográfico que sugiera las potenciales áreas de aporte (Fig. 15.18).

Una vez concluida esta parte de estudios de gabinete, el primer aspecto se refiere a la escala del muestreo, un tema a menudo soslayado en estudios de procedencia pero que resulta muy importante a la hora de analizar el significado de las modas detríticas. Es que la información obtenida de los estudios de procedencia depende en gran medida de cuan representativa son las modas en el contexto regional de la cuenca (Griffiths, 1967; Ingersoll, 1990; Ingersoll et al., 1993; Weltje, 2002).

Algunos autores consideran que resultados representativos a nivel cuencal pueden ser sólo alcanzados cuando la distancia de transporte de las arenas es superior a varias decenas o incluso centenas de kilómetros (dependiendo del tamaño de la cuenca), de manera de asegurar a nivel regional una mezcla de los distintos componentes que forman las áreas fuentes. En esta línea, Valloni (1985) separó dos tipos de proveniencia de acuerdo con su escala, las que llamó de primer orden o "*first order provenance (FOP)*" que reflejaban regionalmente el tipo de cuenca y las de segundo orden o "*second order provenance (SOP)*" que sólo indican áreas acotadas en tiempo y espacio dentro de la cuenca.

Ingersoll (1990) e Ingersoll et al. (1993) realizaron detallados análisis del efecto de la escala de muestreo sobre las modas a partir del análisis de sedimentos modernos, su representación en diagramas QFL y la extrapolación al registro geológico. Los mencionados autores reconocieron tres grupos dentro de una escala jerárquica de unidades de muestreo (Fig. 15.19). Las arenas de primer orden derivan de frentes montañosos formados por un solo tipo de rocas (por ejemplo, granitos, Ia en Fig. 15.19) o por varios tipos de rocas (por ejemplo, granitoides, migmatitas, Ib en Fig. 15.19).

ORDEN DE MUESTREO	CONTEXTO	COMENTARIOS
Primer orden	1a Arenas derivadas de cordones montañosos formados por un sólo tipo de roca dominante (taludes, conoides, abanicos aluviales, etc.) 1b. Arenas derivadas de cordones montañosos formados por varios tipos de rocas (taludes, abanicos aluviales, conoides, etc.)	Brindan información solamente local de la proveniencia y por lo general no reflejan el marco tectónico regional. Esta escala es valiosa para estudios paleogeográficos orientados a la reconstrucción de márgenes de cuencas
Segundo orden	2a Ríos que drenan fajas montañosas (arroyos y ríos) 2b. Ríos que drenan fajas montañosas con aporte intracuencal (arroyos y ríos)	Aportan mayor información regional que el primer orden y en algunos casos permiten aproximar marco tectónico del área de aporte
Tercer orden	3a Fuentes controladas por la tectónica de placas (grandes ríos y sus deltas) 3b. Fuentes controladas por la tectónica de placas (ambiente marino)	Por lo general son las que mejor contextualizan las características geotectónicas de la region

Figura 15.19. Síntesis de las escalas de unidades de muestreo propuesta en los esquemas de Ingersoll (1990) e Ingersoll et al. (1993).

Los componentes de segundo orden resultan de la integración del drenaje de estos frentes montañosos, los que a menudo forman sistemas axiales a los mismos. Como en el caso anterior se distinguen dos grupos según estén sólo alimentados por los macizos

montañosos (IIa, Fig. 15.19) o bien reciban contribución de sedimentos intracuencales (IIb, Fig. 15.19). Finalmente, las arenas de tercer orden corresponden a grandes ríos y sus deltas (IIIa) o ambientes marinos (IIIb, Fig. 15.19).

En el esquema de Ingersoll (1990) e Ingersoll et al. (1993), las modas de areniscas correspondientes al primer orden reflejarían correctamente la naturaleza del área de aporte local, probablemente con menores modificaciones debido a la meteorización. Las de segundo orden muestran la composición de todo el sistema montañoso, aunque las modas podrían haber sido modificada en parte por el transporte y el clima. Finalmente, en opinión de Ingersoll et al. (1993), son las areniscas de tercer orden las que mejor predicen el ambiente tectónico de proveniencia y consecuentemente el tipo de cuenca.

Por lo hasta aquí expuesto, es más que recomendable que las muestras sean obtenidas de intervalos estratigráficos donde el ambiente de sedimentación sea conocido, de manera de establecer la relación entre modas detríticas obtenidas y su importancia paleogeográfica (facies sedimentarias). Esto permitirá no solo comprender el valor regional de cada una de las modas (escala de muestreo), sino también evitar interpretaciones erróneas provenientes de facies donde el transporte de sedimentos no respeta necesariamente la pendiente regional (eolianitas), o cambios en los ambientes depositacionales que modifican las direcciones de transporte.

En una primera fase de los estudios microscópicos es necesaria una exhaustiva descripción de las areniscas con el objeto de clasificarlas desde el punto de vista petrográfico e identificar aquellas que deben ser excluidas de los estudios, ya sea por presentar alteraciones diagenéticas significativas o mostrar una elevada proporción de componentes intracuencales que enmascararán las áreas de proveniencia (Fig. 15.18).

A los estudios petrográficos sigue la elección de los componentes modales, la que en gran medida dependerá de los objetivos del estudio y de la información previa sobre la unidad estudiada. Con respecto a los objetivos, si lo que se pretende es una caracterización general de las posibles áreas de aporte, probablemente bastará con los diagramas generales propuestos por Dickinson et al. (1983), por lo que los componentes modales elegidos podrían ser los de orden 1 de la figura 15.1. Sin embargo, en la mayoría de los casos, los diagramas de Dickinson et al. (1983) son sólo introductorios y se deberán incorporar diagramas complementarios que requerirán de mayor detalle en los componentes modales, distinguiendo por ejemplo los feldespatos (potásicos y plagioclasa) y el tipo de fragmento lítico (metamórfico, sedimentario, volcánico, plutónico, véase orden 2 de la Fig. 15.1.). En estudios de mayor profundidad, donde se pretende discriminar entre distintas fuentes de similares características (por ejemplo, tipos de basamentos) o detectar contribuciones de áreas de aporte minoritarias, será necesario un mayor refinamiento de los componentes modales, cuya elección dependerá de la problemática de cada caso (algunos ejemplos de los componentes aparecen en el orden 3 de la figura 15.1).

Por otro lado, si se pretende utilizar diagramas regenerados de modas detríticas en los que se ha utilizado el método de Gazzi-Dickinson debe anotarse si el mineral identificado aparece como clasto monocristalino o dentro de un fragmento lítico y en este último caso anotar su tipo. Debe tenerse en cuenta que si no se sigue esta última rutina será imposible llevar a cabo diagramas de regeneración.

El siguiente paso consiste en la determinación de la moda, para lo cual se utiliza el conteo de puntos (*point-counting method*) que consiste en anotar el componente modal

correspondiente cuando el clasto se encuentra en el cruce de los hilos del retículo (método de Gloagolev-Chayes; Chayes 1949, 1956; Galehouse, 1971). Además, en esta fase existen cuatro puntos a tener en cuenta: método de conteo, número de clastos a medir, sistematización y reservorio de las mediciones. Con respecto al método, como ya fue previamente discutido existen tres principales, el tradicional (también llamado método Indiana), el método Gazzi-Dickinson y el estandarizado. El método por emplear dependerá en gran medida del objetivo del trabajo, así por ejemplo se asume que para estudios del marco geotectónico del área de proveniencia el método de Gazzi-Dickinson es el más conveniente, mientras que el tradicional podría describir mejor las condiciones de meteorización en el área fuente y el impacto del transporte (Weltje, 2002).

En lo referente al número de mediciones oscila entre 290 y 600 según la variabilidad de la moda y el método empleado, cuando en una sección delgada la moda se mantiene más o menos constante luego de 250 mediciones, se asume que un total de 290 puntos bastará para caracterizar la composición de la arenisca. Si, por el contrario, la moda varía durante el conteo, el número de mediciones se debe incrementar paulatinamente hasta que tienda a estabilizarse.

Con respecto a la sistematización del conteo existen dos enfoques, por un lado, el desplazamiento fijo de la sección delgada utilizando una platina motorizada (o un *charriot* con pestaña de desplazamiento en su defecto) y por el otro, el desplazamiento aleatorio de la "cruz de los hilos" sobre una imagen compuesta del corte petrográfico. Ambas metodologías tienden a evitar subjetividades durante las mediciones. En lo que corresponde a la separación entre puntos de medición (desplazamiento de la cruz de los hilos del retículo), se aconseja sea mayor al diámetro medio de la arenisca analizada y menor a dos veces el citado diámetro.

En la actualidad es posible almacenar los resultados de los conteos utilizando programas de análisis de imágenes petrográfica. De esta forma, la asignación clasto - componente modal queda archivada en la imagen, y en caso de un error durante las mediciones puede ser fácilmente modificado obteniéndose la moda detrítica corregida.

Interpretación de las modas detríticas: Una vez obtenidas las modas detríticas existen varios caminos para su análisis, en la figura 15.18 se propone una metodología que consiste primeramente en graficar los resultados en los diagramas generales propuestos por Dickinson et al. (1983). Estos diagramas nos darán una primera idea del marco de proveniencia, fuertemente orientada al entorno geotectónico. Sin embargo, en muchos casos, la caracterización más precisa del área fuente se alcanzará a partir de diferentes tipos de diagramas (ternarios, binarios, etc.) o de relaciones de componentes específicos creados *ad hoc* para cada contexto. A continuación, y con el propósito de ilustrar algunas estrategias seguidas por diferentes autores, se discutirán brevemente ejemplos.

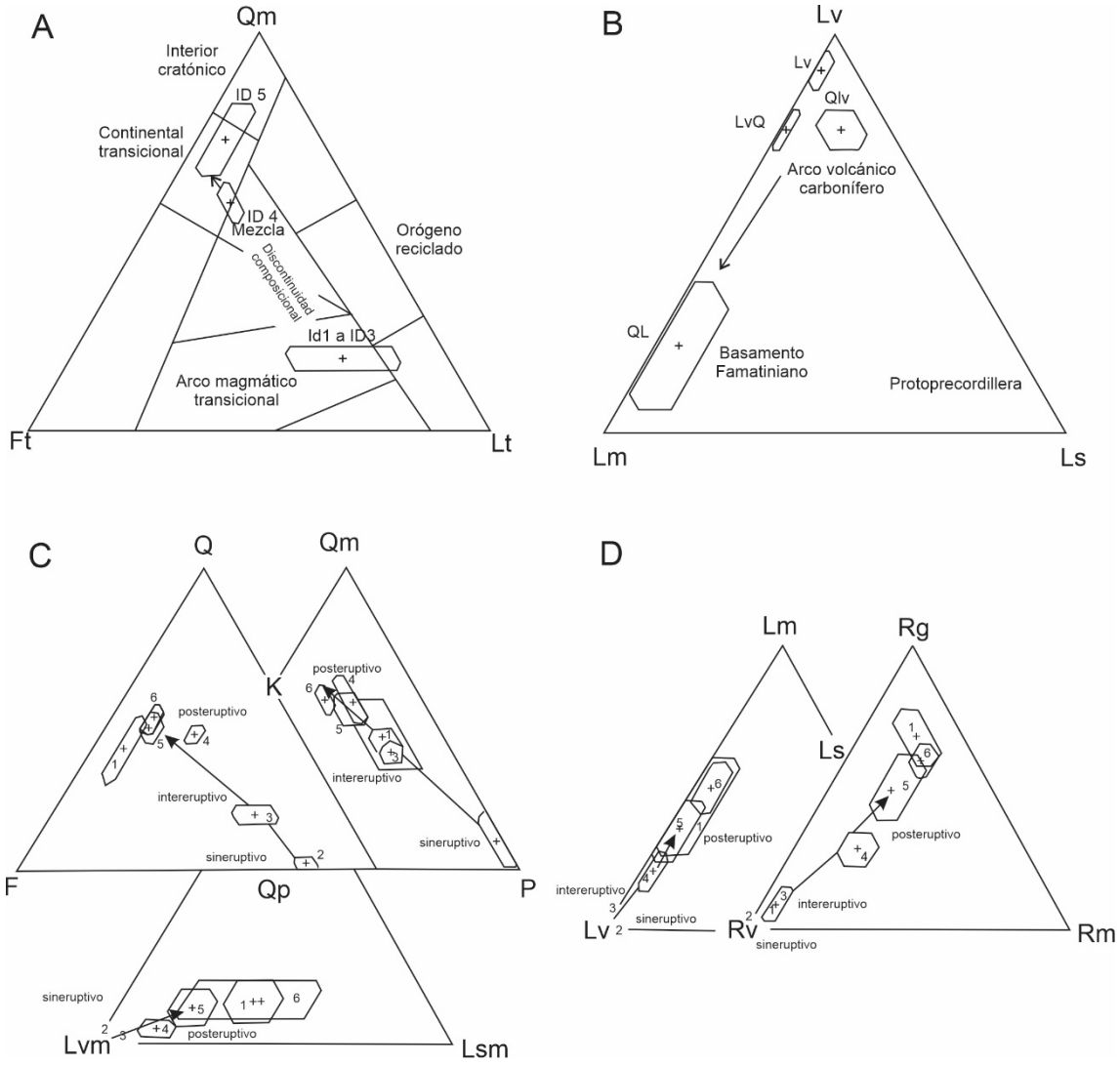
La figura 15.20A muestra como las variaciones en las modas detríticas pueden ser utilizadas para describir la evolución de una cuenca utilizando el diagrama de Dickinson et al. (1983). Net y Limarino (2006) en su análisis sobre la Cuenca Paganzo (Paleozoico superior, Argentina) definieron como unidad de muestreo el "intervalo depositacional" caracterizado por arreglos específicos de facies sedimentarias y limitados por superficies cronoestratigráficas regionalmente correlacionables.

En este marco fueron definidos cinco intervalos depositacionales que evolucionaron desde un arco magmático transicional (principios del Pennsylvaniano) a aporte de bloques

continentales transicionales (fines del Carbonífero Net y Limarino, 2006). Es destacable que el pasaje entre el aporte volcánico (ID1 a ID3 en Fig. 15.20) y las modas de mezcla-continental transicional (ID4 en Fig. 15.20) se produce en forma abrupta ("discontinuidad composicional" en Fig. 15.20) lo que evidencia un truncamiento composicional significativo. La identificación de este tipo de truncamiento es relevante ya que puede indicar discontinuidades estratigráficas significativas en el registro geológico. En el caso analizado por Net y Limarino (2006), la discontinuidad señala el abrupto final del volcanismo (Fig. 15.20B), una aceleración en el ritmo de subsidencia que no favoreció el retrabajo de la serie volcánica y la simultánea progradación de cuñas clásticas arcósicas derivadas del basamento ubicado al este (Basamento Famatiniano, Fig. 15.20B). Como complemento y a los fines de evaluar las contribuciones de tres potenciales áreas fuentes en el tiempo, los autores graficaron la relación líticos volcánicos, metamórficos y sedimentarios (Fig. 15.20B), mostrando como el aporte de arco fue abruptamente interrumpido por el proveniente del Basamento Famatiniano. Es destacable la casi nula participación del aporte de Precordillera, un rasgo paleogeográfico importante en algunos sectores de la cuenca (véase Net y Limarino, 2006). Trabajos similares que muestran la evolución de las modas en tiempo y espacio a nivel cuencal corresponden a Critelli y Le Pera (1994), Garzanti et al. (1996), Cavazza e Ingersoll (2005), Najman (2006), Barone et al. (2008), Ciccioli et al. (2014), Garzanti (2016), Critelli et al. (2017), entre muchos otros.

Un segundo ejemplo mostrado en la figura 15.20 C y D corresponde a Critelli e Ingersoll, (1995), en este trabajo, además de analizar la evolución cuencal del Grupo Topanga mediante modas detríticas, se aplica la diferenciación entre componentes paleo y neovolcánicos y se desarrollan gráficos de regeneración modal. En particular en la figura 15.20 C, se señalan las modas correspondientes a períodos sin, inter y posteruptivos (diagramas triangulares QFP, QmFP y QpLvmLsm), mientras que el diagrama RgRvRm (Fig. 15.20D) exhibe la regeneración modal de líticos graníticos, volcánicos y metamórficos en relación con distintas condiciones de eruptividad. Estas investigaciones permitieron mostrar que la composición de las areniscas varió sistemáticamente en respuesta al volcanismo, así las areniscas correspondientes a períodos pre-eruptivos estuvieron dominadas por modas regeneradas correspondientes a rocas plutónicas 68%, metamórficas 18% y paleovolcánicas, mientras que en períodos sin-eruptivos el porcentaje de fragmentos neovolcánicos crece hasta el 85% (Critelli e Ingersoll, 1995).

Figura 15.20 (página siguiente). Algunos ejemplos en el tratamiento de modas detríticas para la caracterización de áreas fuentes. Los triángulos A y B corresponden al trabajo de Net y Limarino (2006) donde se analizan la evolución de las modas detríticas del Grupo Paganzo (Paleozoico superior de Argentina) y su relación con petrosomas. Nótese la presencia de una discontinuidad composicional entre el ID3 y el ID4. Los diagramas C y D son del trabajo de Critelli e Ingersoll, (1995) donde se analiza la evolución de las modas del Grupo Topanga (sur de California), en este caso se ha aplicado la regeneración de fragmentos líticos para una mejor caracterización de las áreas fuentes.



Otra forma de definir petrofacies es utilizando relaciones entre componentes modales específicos y luego validar los grupos definidos por algún tratamiento estadístico, frecuentemente el análisis de componentes principales (PCA). Dickinson (1970) destacó la importancia de las relaciones entre componentes modales para la clasificación de areniscas, en especial, en lo referente a la proveniencia de los granos de arena. Este autor definió una serie de "parámetros" que servían como indicadores de áreas fuentes (véase Capítulo 6), como por ejemplo su parámetro C/Q (relación entre el cuarzo policristalino y cuarzo total) o la relación Lv/Lt (líticos volcánicos a líticos totales). Limarino y Giordano (2016) utilizaron tres órdenes de desigualdades para definir petrofacies, identificar las principales áreas de aporte y establecer si rocas del basamento eopaleozoico conformaban un arco en el extremo sudeste de la cuenca del Golfo de San Jorge (Patagonia Argentina, Fig. 15.21).

Limarino y Giordano (2016) establecieron un primer orden de desigualdades correspondiente a la sumatoria de líticos metamórficos, metasedimentarios y cuarzo policristalino; cuando su valor superaba el 20 % se consideró una señal del aporte del basamento del Macizo del Deseado. Por el contrario, cuando la sumatoria era menor a 20% el aporte de basamento sería secundario o despreciable según el caso. De manera que este primer parámetro permite discernir si el basamento del Macizo del Deseado

estaba exhumado y estimar su importancia relativa como área fuente. Así los resultados obtenidos llevaron a sugerir una exposición del basamento eopaleozoico sólo limitada al sector más oriental de la cuenca, el que proveyó una cantidad discreta de sedimentos tamaño arena. Las distintas petrofacies fueron luego definidas de acuerdo con las desigualdades mostradas en el cuadro de la figura 15.21B.

Para comprobar la validez de las petrofacies definidas es conveniente realizar el análisis de componentes principales de las modas detríticas (ACP o PCA en inglés), con el objeto de corroborar si las petrofacies definidas son válidas (Fig. 15.21C; Thio-Henestrosa y Comas, 2011; Sidgel y Sakai, 2013; Limarino y Giordano, 2016, Díaz et al., 2020; Ciccioli et al., 2020). Por otro lado, el agrupamiento de petrofacies indicando una misma área de proveniencia (en ocasiones formando un petrosoma) puede ser además validado mediante Índice de Similaridad Euclidiana (Limarino y Giordano, 2016). Una excelente revisión sobre los análisis cuantitativos de modas detríticas ha sido presentada por Weltje (2002) y ejemplos de aplicación por von Eynatten et al. (2003) y Díaz et al. (2020).

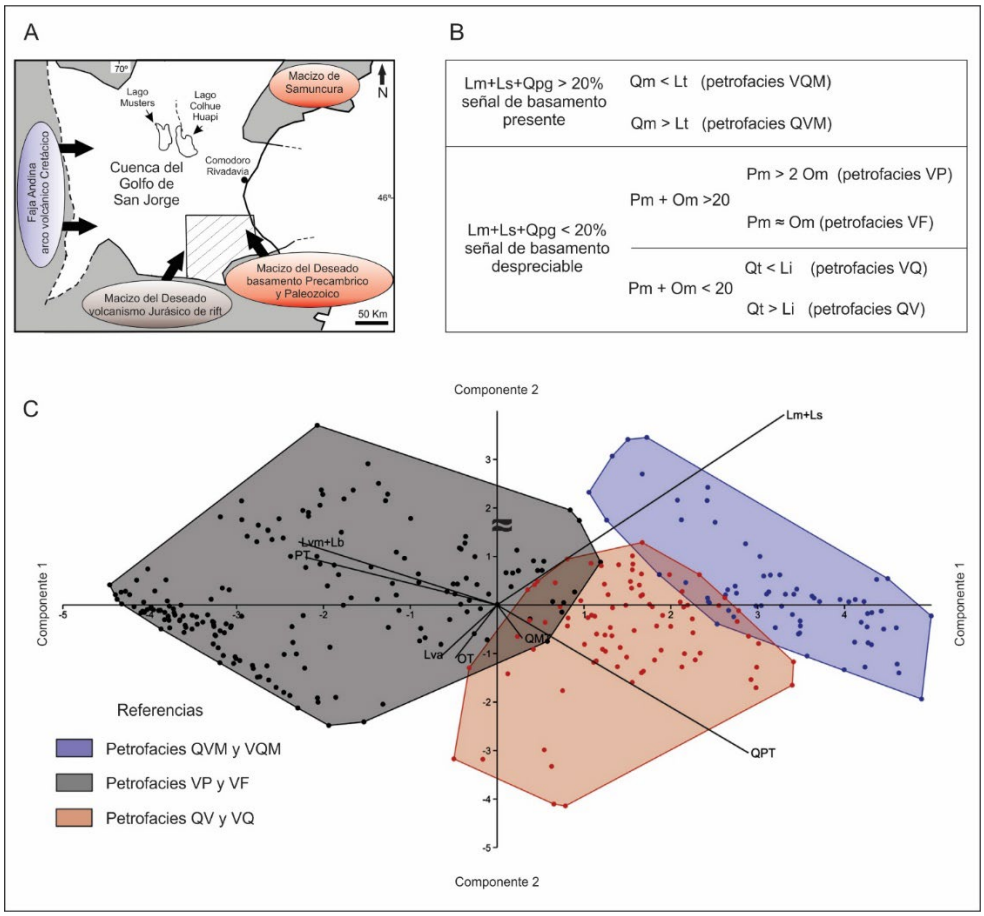


Figura 15.21. Síntesis de la definición de petrofacies utilizando desigualdades entre los componentes modales: A. Mapa paleogeográfico de las principales áreas de aporte, téngase en cuenta que uno de los objetivos del trabajo era determinar si las rocas del basamento del Macizo del Deseado estaban exhumadas durante el Cretácico, B. Criterios utilizados para definir las petrofacies y C. Análisis de componentes principales empleados para la validar las petrofacies (modificado de Limarino y Giordano, 2016). Para explicación véase el texto. Referencias: Qm, cuarzo monocristalino, Qt cuarzo total, Lt líticos totales, Li líticos inestables, Pm plagioclasa monocristalina y Om feldespato potásico monocristalino.

GEOQUÍMICA EN ESTUDIOS DE PROCEDENCIA Y PALEOCLIMA

Procedencia: Como se señala en el Capítulo 7, la composición química puede ser usada como un criterio de clasificación complementario de areniscas, aunque tienen la limitación de que los análisis de roca total incluyen tanto al material clástico como a cementos y reemplazos diagenéticos (Pettijohn et al., 1987; Herron, 1988). Lo señalado puede transformarse en una seria limitación para caracterizar áreas fuentes, especialmente en areniscas que han experimentado aportes de fluidos externos durante la diagénesis. Sin embargo, esta limitación puede salvarse cuando se utilizan elementos traza de muy baja movilidad química. Como quiera que sea, es innegable el valioso aporte de la geoquímica a la caracterización de las áreas de proveniencia de areniscas, especialmente cuando se realizan simultáneamente estudios petrográficos y geoquímicos sobre las mismas muestras.

En forma similar a lo que ocurre con las modas detríticas podemos diferenciar dos tipos de diagramas geoquímicos, los que se orientan a la identificación del ambiente geotectónico y aquellos focalizados en la caracterización litológica de las rocas fuentes. Los principales elementos y óxidos tenidos en cuenta para los estudios de procedencia son SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3+MgO, K_2O, Na_2O, TiO_2, Th, Sc, Zr, Cr, Ni, Co, V, Y, La, y las anomalías de Eu (Chen y Robertson, 2020, y trabajos allí citados). En particular, los elementos traza arriba citados han sido considerados inmóviles y, por lo tanto, útiles en la determinación de rocas fuentes (Floyd et al., 1991; Chen y Robertson, 2020; Ding et al., 2021)

La caracterización geoquímica focalizada en el ambiente geotectónico es la que ha suscitado mayor interés proveyendo un gran número de diagramas en los que a partir, ya sea de elementos mayoritarios (Fig. 15.22) o traza (Fig. 15.23), se han diferenciado márgenes pasivos, activos y arcos oceánicos o continentales. Este tipo de investigaciones comenzó utilizando principalmente elementos mayoritarios con los trabajos de Crook (1974), Bhatia (1983), Roser y Korsch (1986, 1988) y también el trabajo de Middleton (1962) aunque este último enfocado a distinguir entre ambientes miogeosinclinales, eugeosinclinales y tafrogeosinclinales, clásicos de la literatura geológica pre-tectónica de placas.

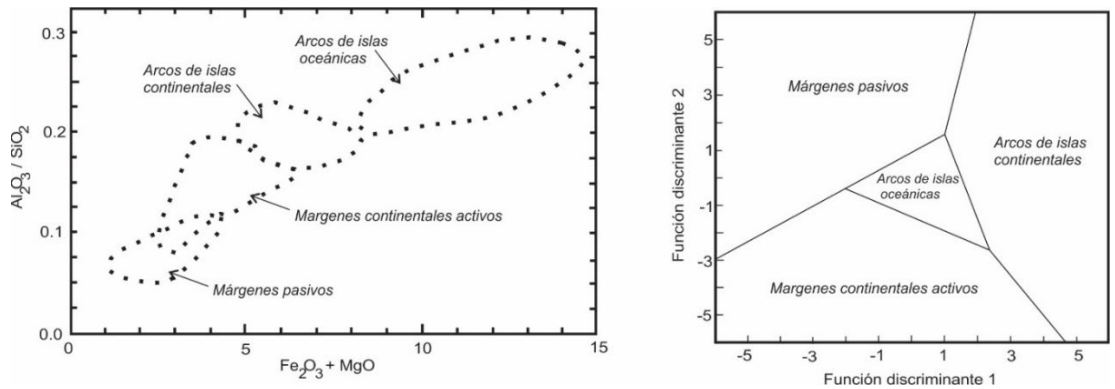


Figura 15.22. Dos ejemplos de los varios gráficos propuestos por Bhatia (1983) para separar márgenes continentales pasivos, activos y tipos de arcos de islas. Las funciones discriminantes del gráfico de la derecha utilizan casi la totalidad de los elementos mayoritarios, los valores para cada caso deben consultarse en Bhatia (1983: Tabla 9).

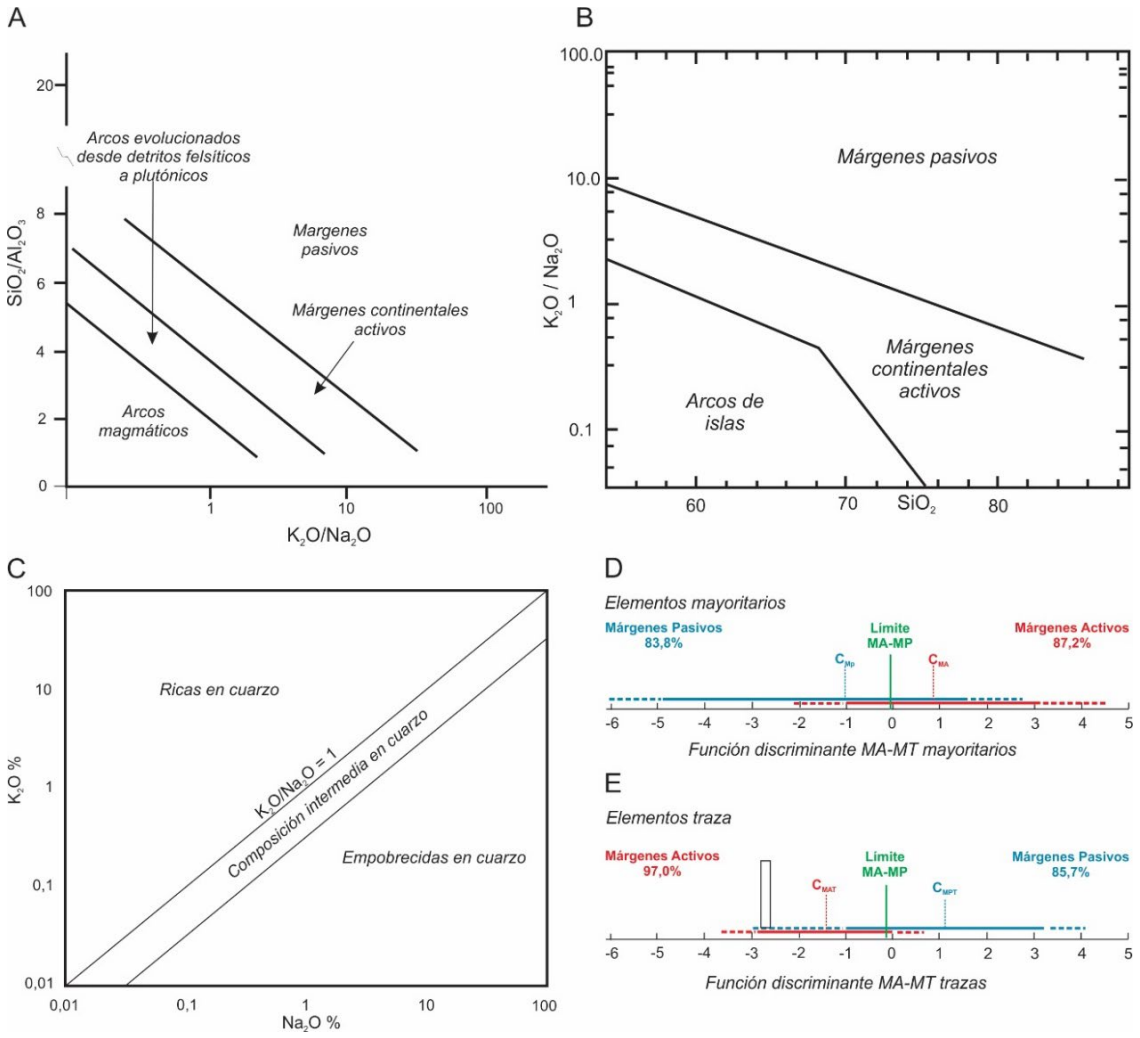
El trabajo de Bhatia (1983) fue probablemente el primero en ensayar, mediante el estudio de turbiditas paleozoicas aflorantes en el este de Australia, un modelo para diferenciar márgenes pasivos y activos, señalando un progresivo decrecimiento en la relación Fe_2O_3 + MgO, TiO_2, Al_2O_3/SiO_2 y un incremento en la relación K_2O/Na_2O y $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ en areniscas derivadas de arcos de islas oceánicos a márgenes continentales activos y finalmente pasivo. Aunque este trabajo generó cierta controversia (véase Roser y Korsch, 1985 y Bhatia, 1985), fue el pionero en relacionar la composición química de elementos mayoritarios con la tectónica de placas a través de diagramas binarios y funciones discriminantes (Fig. 15.22).

Siempre utilizando elementos mayoritarios, Roser y Korsch (1986) propusieron diagramas de diferenciación para los mismos emplazamientos geotectónicos considerados por Bhatia (1983), pero la mayor diferencia surge en la valoración de algunos cationes. Si bien tanto Bhatia (1983) como Roser y Korsch (1986) usan la relación Al_2O_3/SiO_2 como uno de los discriminadores principales, Bhatia (1983) valora las proporciones de Fe_2O_3 y MgO como uno de los elementos de diferenciación principales (por ejemplo, el diagrama de la figura 15.22). Por el contrario, Roser y Korsch (1986) basado en los datos presentados por Middleton (1960), Crook (1974) y Maynard et al. (1982) emplean a la relación K_2O/Na_2O para diferenciar entre márgenes continentales pasivos, activos, arcos de islas oceánicos y continentales (Fig. 15.23 A y B, Fig. 15.23 C para el esquema propuesto por Crook, 1974).

Verma y Armstrong-Altrin (2016), en una visión crítica de los esquemas anteriormente considerados, propusieron dos nuevas funciones discriminantes para distinguir entre márgenes activos de pasivos, la primera usa únicamente elementos mayoritarios (Fig. 15.23 D) y la segunda la combinación de mayoritarios y elementos traza (Fig. 15.23 E). De acuerdo con estos autores, sus funciones discriminantes identificaban correctamente un 87,2% de los márgenes activos y 83,8% de los pasivos. Estos porcentajes mejoraban considerablemente al utilizar la combinación de elementos mayoritarios y elementos traza (97% para márgenes activos y 86% para pasivos; Fig. 15.23 D y E).

Como se ha señalado hasta aquí, la geoquímica de elementos mayoritarios ha sido ampliamente utilizada para discriminar entornos geotectónicos, sin embargo, aunque en muchos casos los gráficos han demostrado ser efectivos, existe cierta incertidumbre sobre la validez general de estos modelos. Ello es así porque las bases de datos utilizadas en muchos casos han sido limitadas y, por otro lado, frecuentemente incluidas rocas de muy diferente tamaño de grano, desde fangolitas a areniscas gruesas (debe recordarse que el tamaño de grano afecta la composición, véase Capítulo 6). Por otro lado, la mayor parte de los elementos mayoritarios son móviles tanto durante la meteorización como la diagénesis (Chen y Robertson, 2020).

Figura 15.23 (página siguiente). Ejemplos de diagramas binarios utilizando principalmente elementos mayoritarios enfocados a la caracterización geotectónica del área de aporte: A y B. Esquemas propuestos por Roser y Korsch (1986), C. Esquema de clasificación de areniscas propuesto por Crook (1974) y D y E. Discriminación entre márgenes pasivos (MP) y activos (MA) utilizando funciones discriminantes multidimensionales, D corresponde sólo a elementos mayoritarios y E a elementos traza (modificado de Verma y Armstrong-Altrin (2016). Referencias: MA margen activo, MP margen pasivo, C_{MP} centroide del margen pasivo, C_{MA} centroide del margen activo, líneas azules margen pasivo, líneas rojas margen activo.



Una visión probablemente más objetiva sobre la procedencia se logra cuando sólo se pretende caracterizar la litología de las rocas fuentes sin pretender una interpretación del marco tectónico de la cuenca. En este sentido los diagramas de Roser y Korsch (1988) hacen referencia a los tipos de rocas fuentes, más que al contexto geotectónico, para sedimentos marinos de diferentes áreas de Nueva Zelandia. En este trabajo, realizado tanto sobre areniscas como sobre fangolitas, se separan cuatro grupos principales de proveniencia: rocas ígneas máficas (incluye en esta categoría basaltos y en menor proporción andesitas), intermedias (principalmente andesitas), felsíticas (rocas ígneas ácidas) y sedimentitas cuarzosas (Fig. 15.24).

Otros tipos de diagramas binarios propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986, 1988), entre otros, son también utilizados para señalar diferencias en la composición de areniscas e indicar cambios en la procedencia, aunque sin referirse a un determinado ambiente geotectónico (Fig. 15.24).

Un valioso complemento para la mejor caracterización del área de aporte se logra al considerar algunos elementos traza de baja movilidad y alta especificidad en su concentración para diferentes tipos de rocas. Resulta en muchos casos útil representar la composición de la arenisca en comparación con la condrita promedio y también con la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001; Rudnick y

Gao, 2003; Chen y Robertson, 2020), lo que permite una rápida visualización de las características de la arenisca (véase por ejemplo Bhatia y Crook, 1986; Varga et al., 2007; Baiyegunhi et al., 2017; Bhat et al., 2019; Rudnick y Gao, 2003; Chen y Robertson, 2020; Ciccioli et al., 2020, Fig. 15.25).

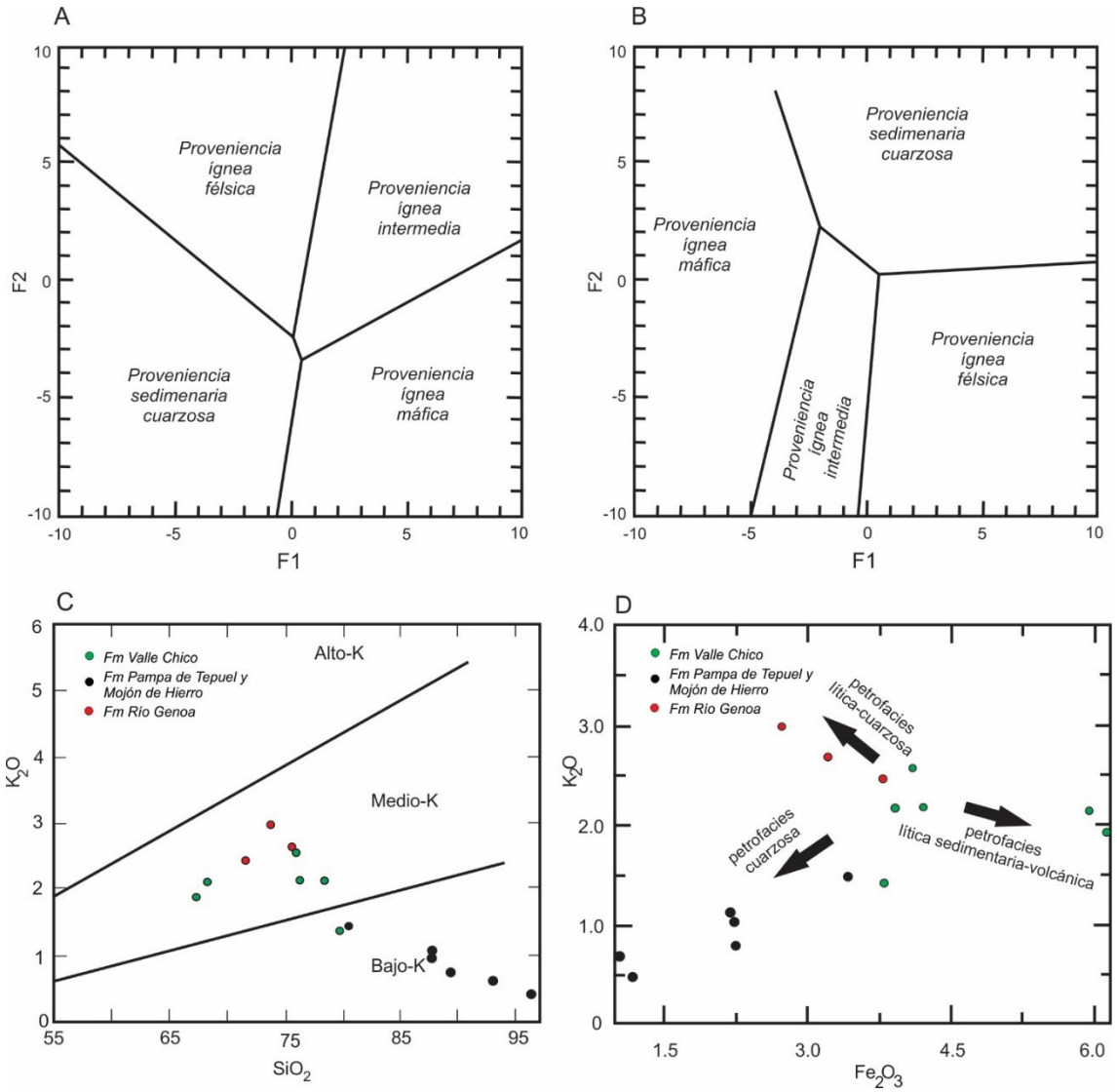


Figura 15.24. Ejemplos de diagramas en los que se consideran los tipos de rocas predominante en el área fuente. A. y B. Esquema de Roser y Korsch (1988) caracterizando las áreas de proveniencia desde un punto de vista principalmente litológico. Las funciones discriminantes F1 y F2 aparecen en Roser y Korsch (1988: Tablas II y IV); C y D. Ejemplo de la utilización de diagramas mostrando la variación K_2O versus SiO_2 y K_2O versus Fe_2O_3 que indican cambios en la proveniencia de sedimentos de la Cuenca Tepuel Genoa (Paleozoico Superior, Patagonia, Argentina, modificado de Ciccioli et al., 2020).

La distribución de algunos elementos traza puede ser de gran ayuda para discriminar el aporte de rocas corticales en comparación con las derivadas de rocas básicas y ultrabásicas (basaltos, peridotitas, etc.). Un área fuente félsica, ya sea plutónica (granitoides) o volcánica (riolitas, riodacitas, etc.) se caracteriza por anomalías positivas en elementos traza incompatibles, como por ejemplo Zr, Th, Hf y La (Condie, 1993;

McLennan, 2001; Rudnick y Gao, 2003; Chen y Robertson, 2020). Por el contrario, elementos traza compatibles como el Sc, Co, Cr y Ni son más frecuentes en sedimentos cuyas áreas fuentes son rocas básicas o ultrabásicas. Ello es debido a que estos elementos presentan un radio iónico relativamente pequeño y carga iónica moderada, lo que los hace compatibles con la estructura cristalina de los piroxenos, olivina y espinelo (Chen y Robertson, 2020). Es así como enriquecimientos en Cr (mayor a 150 ppm) y de Ni (mayor a 100 ppm) junto a una elevada proporción Cr/V son indicadores de áreas de proveniencia ultramáficas (McLennan et al., 1993, Garver y Scott, 1995, Chen y Robertson, 2020).

De acuerdo a McLennan (2001), la comparación de estudios desarrollados en áreas cratónicas y la parte superior de la corteza continental muestran considerable discrepancia sobre la concentración de algunos elementos traza, en particular Ti, Nb, Ta, Cs, Cr, Ni, V y Co. En la misma línea Rudnick y Gao (2003) señalaron que, aunque ciertos elementos traza muestran mayor variación que los elementos mayores, los elementos litófilos son relativamente constantes.

Es importante tener en cuenta que, en los estudios de proveniencia se deben evitar aquellos elementos traza solubles que pudieran haber sido removidos durante la meteorización o la diagénesis. Por ejemplo, el uranio, estroncio y el rubidio (entre otros) muestran mucho mayor solubilidad que el Th, Sc, Y Co, Ti Ni, Hf y la mayoría de las tierras raras. Los patrones relativos de tierras raras y en particular la naturaleza y anomalías de Eu, pueden ser usadas en estudios de proveniencia para separar poblaciones de areniscas debido a su baja movilidad (Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 2001; Rudnick y Gao, 2003).

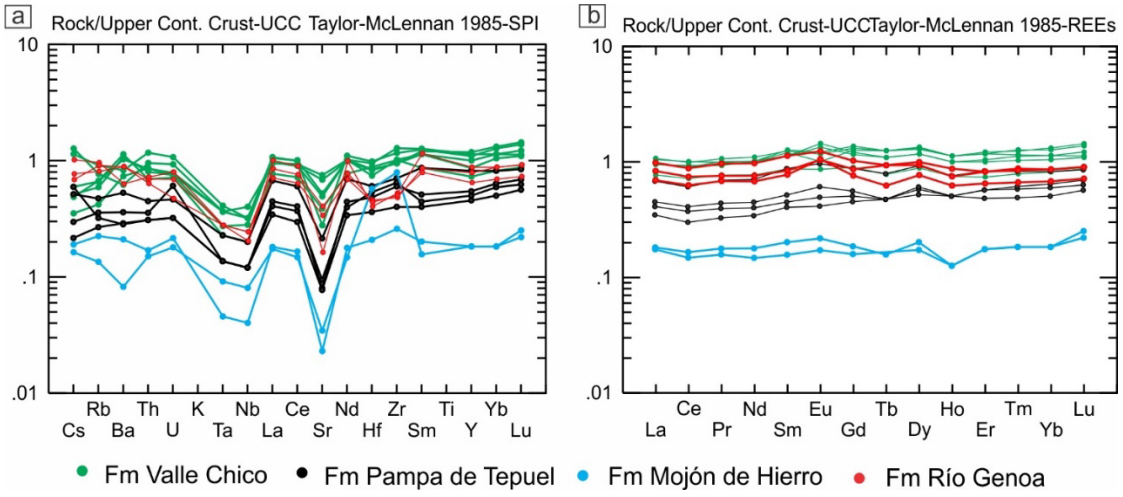


Figura 15.25. Ejemplo de diagramas multielementos para el análisis de elementos trazas (A) y tierras raras (B) del Grupo Tepuel (Paleozoico Superior, Patagonia, Argentina). Ligeramente modificado de Ciccioli et al. (2020).

En particular, algunos elementos traza de alta fuerza de campo (*high field strength elements* HFSE) caracterizados por alta carga y pequeño radio iónico como el Ti, Zr, Y, junto a algunas tierras raras pesadas, son en gran medida inmóviles y no afectados por los procesos diagenéticos ni metamórficos de bajo grado (Chen y Robertson, 2020).

Es por todo lo arriba señalado que los principales elementos traza empleados en los estudios de áreas de aporte para areniscas y fangolitas son: Th, La, Sc, Ni, V, Hf, Cr y las

relaciones Th/Sc, Zr/Sc, La/Cs, Y/Ni, Cr/V y Cr/Th entre algunas otras (véase para una síntesis Chen y Robertson, 2020).

La figura 15.26 ilustra los campos de rocas félsicas, máficas, ultramáficas, MORB y los valores promedios de la corteza superior de acuerdo con las concentraciones de Th, Sc y Zr. En particular, el diagrama binario Th/Sc versus Zr/Sc muestra los cuatro campos antes mencionados, donde los basaltos corresponden a los menores valores de Th/Sc y Zr/Sc y la derivación de rocas graníticas los valores mayores (Fig. 15.26 A).

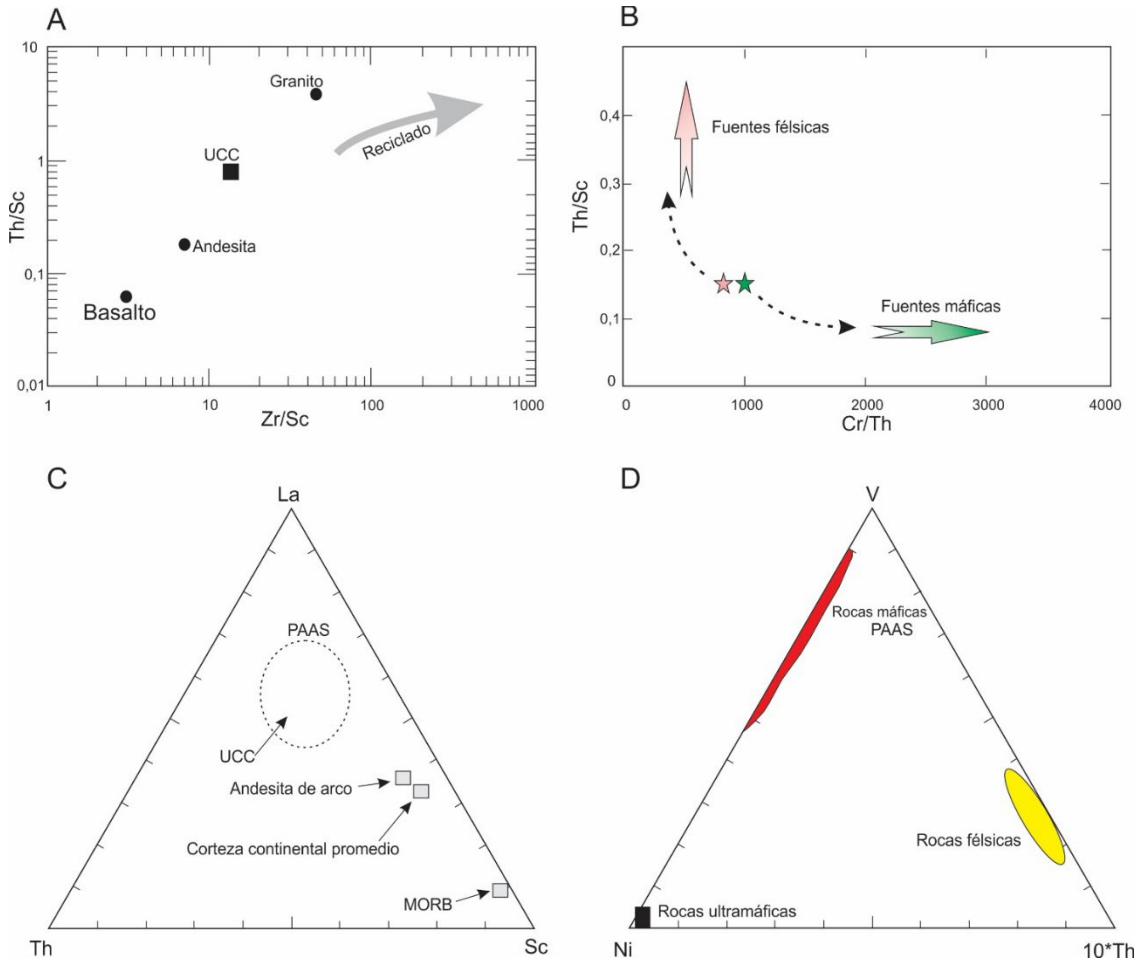


Figura 15.26. Algunos ejemplos de diagramas en los que se utilizan elementos traza para diferenciar la composición de la corteza superior, corteza continental promedio, andesitas de arco y manto. Para explicación véase el texto.

El diagrama binario B de la misma figura muestra una evolución hipotética para las relaciones Th/Sc versus Cr/Th en dos secuencias sedimentarias que originalmente mostraban similares concentraciones de los citados elementos. La primera (estrella rosada en la Fig. 15.26 B) muestra una evolución hacia fuentes félsicas marcado sobre todo por el incremento en Th, al microscopio petrográfico sería de esperar un aumento en los porcentajes de ortosa, microclino, plagioclasa y cuarzo junto con una disminución de fragmentos de basalto. El caso opuesto corresponde a una evolución hacia fuentes básicas y ultrabásicas (estrella verde en la Fig. 15.26 B), en este caso las areniscas muestran un progresivo enriquecimiento en la relación Cr/Th y disminución en Th/Sc (la flecha indica niveles superiores en la secuencia). Petrográficamente, podría esperarse una evolución de

arcosas con moderada proporción de clastos basálticos, a arcosas plagioclásicas y finalmente a arenitas líticas volcánicas dominadas por clastos de basaltos olivínicos, peridotitas y eventualmente gabros.

El triángulo de la figura 15.26 C utiliza las proporciones de La, Th y Sc para señalar los campos correspondientes a la corteza superior, andesitas de arco, corteza continental promedio y finalmente MORB. La figura 15.26 D ofrece una forma de separación de los campos máficos y ultramáficos empleando el V, Ni y 10*Th, este último empleado para definir el campo de las rocas felsíticas.

Más recientemente, ha comenzado a usarse el porcentaje de elementos traza en minerales específicos como indicador de áreas de proveniencia. Un ejemplo es la apatita, O'Sullivan et al. (2020) emplearon fundamentalmente las proporciones de Y, Lu, Sr, La Nd, Ca, PO y anomalías de Eu para identificar seis grupos de apatita las que caracterizan desde fuentes ultramáficas hasta granitoides.

Paleoclima: La caracterización de las condiciones climáticas durante la meteorización en el área fuente, transporte y depositación somera ha sido investigada mediante una serie de índices que involucran en su gran mayoría elementos mayoritarios (Fig. 15.27).

Probablemente la primera aproximación a esta temática se debe a Parker (1970) quien definió el índice de meteorización basado en la proporción de alcalinos y alcalinos térreos como:

$$WIP = ((Na)a/0{,}35 + (Mg)a/0{,}90 + (K)a/0{,}25 + (Ca)a/0{,}70)) \times 100$$

Este índice se basa en el porcentaje de elementos móviles, más específicamente en la sumatoria de la proporción atómica de Na, Mg, K o Ca multiplicada por 100. La versión original de Parker (1970), fue modificada introduciendo el P_2O_5 para corregir el CaO en la apatita, aunque no corrige en carbonatos, de esta manera la fórmula queda (Garzanti et al., 2021):

$$WIP\ (modificado) = ((CaO - 3.33\ P2O5) / 0.7 + 2\ Na2O / 0.35 + 2\ K2O / 0.25 + MgO / 0.9).100$$

El índice más utilizado actualmente es el CIA (Chemical Index of Alteration). Originalmente definido sobre la base del análisis de lutitas proterozoicas (Nesbitt y Young, 1982), fue luego extendido también a areniscas (véase Nesbitt et al., 1996). El índice CIA se define como,

$$CIA = [(Al_2O_3/Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O]. 100$$

Por lo que este índice compara un óxido altamente estable (Al_2O_3) versus aquellos mucho más lábiles como los alcalinos y alcalinos térreos. Nótese que la proporción de calcio (Ca* en la fórmula) es corregida de manera de incluir solamente el calcio presente dentro de la estructura de los silicatos, para lo cual el calcio de los carbonatos, sulfatos y apatita debe ser eliminado. Una forma muy utilizada de representar el CIA es mediante diagramas triangulares o, con menos frecuencia, binarios como los mostrados en la figura 15.28.

INDICE	***FORMULA***	***COMENTARIO***
WIP	((Na)a/0,35 + (Mg)a/0,90 + (K)a/0,25 + (Ca)a/0,70)) x 100	Definido por Parker (1970) utilizado inicialmente para estimar el efecto de la meteorización a lo largo de perfiles de regolitos
WIP modificado	((CaO - 3.33 P2O5) / 0.7+ 2 Na2O / 0.35 + 2 K2O / 0.25 + MgO / 0.9)	Garzanti et al. (2021) modifica el índice de Parker (1970) introduciendo el P_2O_5 con el objeto de corregir el CaO presente en la apatita, pero no en carbonatos
MWPI	$[(Na_2O + K_2O + CaO + MgO)/(Na_2O + K_2O + CaO + MgO + SiO_2 + A1_2O_3 + Fe_2O_3)] \times 100$	Corresponde al índice de meteorización potencial de Reiche (1943) modificado por Vogel (1975) para el estudio de rocas volcánicas y los regolitos sobrepuestos
CIA	$Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$	Es el índice más utilizado en la actualidad, corrige el CaO* en los análisis con el objeto de separar el que está en la estructura de los silicatos del resto (ej. cementos). Definido por Nesbitt y Young (1982, véase también Nesbitt et al., 1996)
CIA/WIP	Relación CIA/WIP modificado	Garzanti et al. (2014) propusieron el cociente entre los índices CIA y WIP modificado como un camino para atenuar el efecto del transporte y las improntas paleoclimáticas previas
CIW	$[A1_2O_3/(AI_2O_3 + CaO+Na_2O)] \times 100$	Definido por Harnois (1988) para el estudio de suelos actuales y paleosuelos precámbricos
CIX	$[A1_2O_3/(AI_2O_3 + Na_2O + K_2O)] \times 100$	Garzanti et al. (2014) proponen eliminar el CaO de la fórmula del CIW y sustituirlo por K_2O ya que el primero proviene frecuentemente del cemento

Figura 15.27. Principales índices de meteorización y alteración química, para más detalles véase el texto.

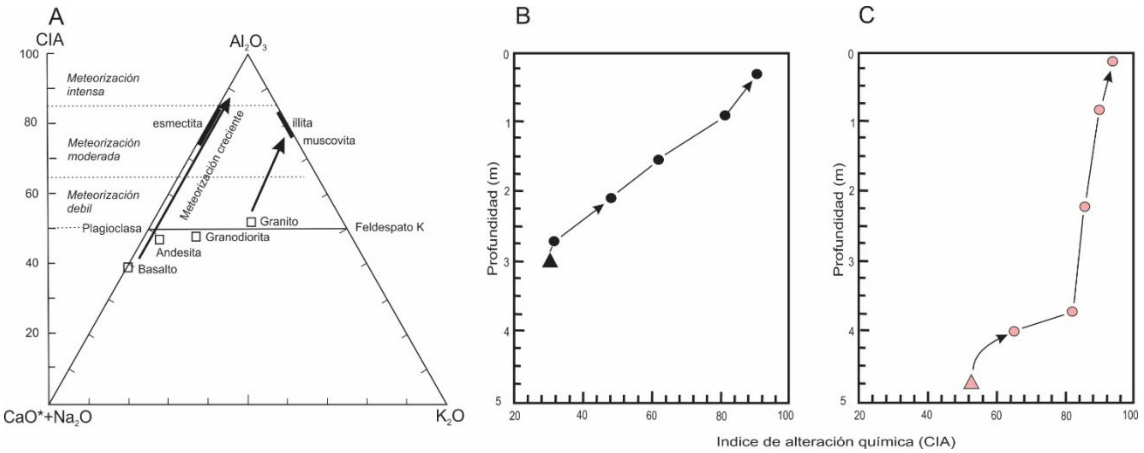


Figura 15.28. Esquemas utilizados para representar el índice de alteración química (CIA): A. Diagrama triangular, en el vértice izquierdo el asterisco indica el valor del CaO*corregido, las flechas indican meteorización creciente para basaltos-andesitas por un lado y granitos por otro; B. Variación del índice CIA en basaltos de Guyana, el triángulo negro representa el CIA de la roca fresca; C. Idem B, pero correspondiente a granito en la misma región, el triángulo rosado señala el CIA de la roca fresca. Figuras B y C modificado de Nesbitt y Young (1982).

Debe tenerse en cuenta que el índice de alteración química muestra su mayor eficacia en depósitos de regolitos o en facies sedimentarias poco alejadas del área fuente. A medida que el transporte se incrementa la selección hidráulica, el reciclado de clastos y especialmente el aporte de fragmentos pertenecientes a otras unidades que registran improntas de historias climáticas previas, pueden producir serias inexactitudes en el valor del CIA.

Garzanti et al. (2014) propusieron usar la relación CIA/WIP como una forma de atenuar el efecto del transporte y las improntas paleoclimáticas previas. El impacto del reciclaje de granos de cuarzo sobre los índices WIP y CIA en sistemas fluviales tropicales ha sido analizado por (Garzanti et al., 2014).

Un índice de meteorización alternativo fue propuesto por Harnois (1988) en estudios realizados sobre suelos modernos y paleosuelos precámbricos (índice CIW). El índice propone comparar la proporción de un elemento de muy baja movilidad como el Al, con otros mucho más solubles durante el intemperismo como los alcalinos y alcalinotérreos,

$$CIW = [A1_2O_3/(AI_2O_3 + CaO+Na_2O)] \times 100$$

De acuerdo con Harnois (1988), el valor de este índice aumenta cuando lo hace el grado de meteorización y puede ser aplicado tanto a la derivación de rocas parentales félsicas como máficas. Un inconveniente de este índice es el calcio, el que como se ha señalado previamente puede encontrase dentro de la estructura de los silicatos o como calcita o apatita en los cementos. Por ello Garzanti et al. (2014) propuso redefinir el índice de Harnois (1988) sustituyendo el CaO por el K_2O,

$$CIX = [A1_2O_3/(AI_2O_3 + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

Un índice de meteorización potencial fue elaborado por Reiche (1943) y luego modificado por Vogel (1975) para el estudio de perfiles de meteorización de rocas volcánicas felsíticas y su regolito. El índice resulta,

$$MWPI = [(Na_2O + K_2O + CaO + MgO)/(Na_2O + K_2O + CaO + MgO + SiO_2 + A1_2O_3 + Fe_2O_3)] \times 100$$

Este índice no es frecuentemente utilizado en sedimentos llevados fuera del área fuente, pues al basarse en elementos mayoritarios móviles, es susceptible a registrar cambios durante el transporte.

La mayoría de los índices de meteorización y de alteración química deberían ser usados luego de estudios diagenéticos de las unidades muestreadas, pues procesos como la cementación o la albitización, pueden producir sustanciales desviaciones en los valores de la mayoría de los índices arriba citados.

MODAS DETRÍTICAS DE MINERALES PESADOS

El estudio de minerales pesados en arenas y areniscas como indicadores de áreas de proveniencia se desarrolló tempranamente en la sedimentología y, de hecho, su empleo

con este fin parece anteceder al análisis de las modas detríticas de minerales livianos (véase por ejemplo Ludwig, 1874; Retgers, 1895 y Boswell, 1933). Sin embargo, a partir de principios de la década del cincuenta su utilización comenzó a declinar fuertemente debido al control hidráulico sobre la composición de las modas y a la eliminación selectiva de minerales inestables durante el transporte y la diagénesis (Carranza-Edwards, et al. 2001; Weltje, 2002; Garzanti y Andò, 2007b; Mange y Maurer, 2012; Hurst y Morton, 2014).

Actualmente, la composición de minerales pesados puede ser un valioso complemento de las modas detríticas de minerales livianos, o bien, ser usada por sí misma como indicadora de áreas fuentes en casos particulares.

Antes de avanzar, es conveniente tener en cuenta que se entiende por minerales pesados; para la mayoría de los autores son todos aquellos cuya densidad es mayor a 2,90 g/cm^3 y que, por lo tanto, se hunden en líquidos densos como por ejemplo el bromoformo. Los minerales pesados pueden ser divididos en transparentes, opacos y turbios (escasamente trasparentes), los primeros se estudian al microscopio petrográfico convencional utilizando luz transmitida, mientras que los segundos con luz reflejada. En general, la mayor parte de los estudios de procedencia utilizan los minerales transparentes (zircón, turmalina, rutilo, granate, espinelo, piroxenos, anfíboles, etc.) y en mucha menor medida los opacos (magnetita, pirita, ilmenita, cromita, etc.).

Los estudios de procedencia utilizando minerales pesados presentan algunas limitaciones que deben ser tenidas en cuenta:

1. El número de clastos de minerales pesados en las areniscas es mucho menor que el de livianos, de hecho, resultan minerales accesorios, por lo que el método de recuento en secciones delgadas se vuelve en la mayoría de los casos inaplicable.
2. Por lo dicho en el punto anterior es necesaria la concentración de los minerales pesados, lo que implica la molienda de una fracción de la arenisca y su concentración por diferentes técnicas.
3. Salvo en el caso de minerales muy estables como el zircón, la turmalina y el rutilo, gran parte de los minerales pesados son muy susceptibles a alteración, destrucción por abrasión y concentración hidráulica durante el transporte. Además, algunos son propensos a reemplazos y disolución diagenética.
4. Con muy pocas excepciones (véase Nechaev e Isphording, 1993) no existen diagramas de discriminación de áreas de proveniencia de uso general, como si ocurre en el uso de modas detríticas de minerales livianos (p.e. Dickinson et al., 1983).

Con respecto a la diferencia en el porcentaje de minerales pesados versus livianos se cuantifica utilizando el Índice de Concentración de Minerales Pesados (*Heavy Mineral Concentration Index*, HMC, Garzanti y Andò, 2007b), el que en general es aplicado al rango granulométrico 4 phi – 2 phi. Para la determinación del HMC deben seguirse tres pasos, primeramente, el cálculo del porcentaje de minerales pesados de la muestra según la fórmula:

$$H\% = (W_H / W_{TOT}).(\Delta_{TOT} / \Delta_H)$$

donde H% es el porcentaje de minerales pesados, W_H es el peso total de granos de densidad superior a ~2,9 g/cm^3, W_{TOT} el peso total de la fracción considerada, el cociente Δ_{TOT}/Δ_H es un factor de corrección que tiene en cuenta el promedio de la densidad del total de los granos dividido el promedio de la densidad de los granos de minerales pesados.

El segundo paso consiste en corregir el porcentaje de minerales pesados, ya que existen algunos minerales que no son considerados pesados a pesar de que se hunden en un líquido denso, como por ejemplo clorita, biotita, minerales 'ligeros' intercrecidos con óxidos (cuarzo-magnetita) y algunos carbonatos (Garzanti y Andò, 2007b). Es necesario entonces restar el porcentaje de estos minerales a H%, según la fórmula,

$$HM\% = H\% \cdot (1 - s/h)$$

donde HM% es el porcentaje corregido de minerales pesados, s es el total de granos espurios y h el total de granos (Garzanti y Andò, 2007b).

Finalmente, la obtención del Índice de Concentración de Minerales Pesados (HMC) requiere del auxilio de estudios petrográficos. En concreto debe determinarse si la arena o arenisca analizada tiene un porcentaje significativo de componentes intracuencales (glauconita, granos de fangolitas intraformacionales, bioclastos, ooides, etc) o de productos diagenéticos (principalmente fragmentos de cementos como por ejemplo calcita, yeso, cuarzo, etc). Ambos tipos de fragmentos (intracuencales y cementos) diluyen la concentración original de los minerales pesados, por lo que el valor del HMC resulta,

$$HMC = [HM\% / (1-d/t)] \cdot 100$$

donde d es el total de componentes intracuencales o diagenéticos determinado por conteo de puntos en sección delgada, y t el total de los puntos contados (Garzanti y Andò, 2007b).

Otros índices empleados en la caracterización de minerales pesados se muestran en la Tabla 15.2.

INDICE	*EXPLICACIÓN*	*FÓRMULA*
HMC	Índice de Concentración de Minerales Pesados	HMC = [HM% / (1-d/t)] . 100 d es el total de componentes intracuencales o diagenéticos determinado por conteo de puntos en sección delgada, y t el total de los puntos contados
tHMC	Índice de Concentración de Minerales Pesados traslúcidos	tHMC = HMC. (1- %opacos- %turbios)
SRD	Índice de densidad de la roca fuente	SRD = [ΔtHM . (1- %opacos + 5 . %opacos). HMC + 2,65 . (100-HMC)] / 100

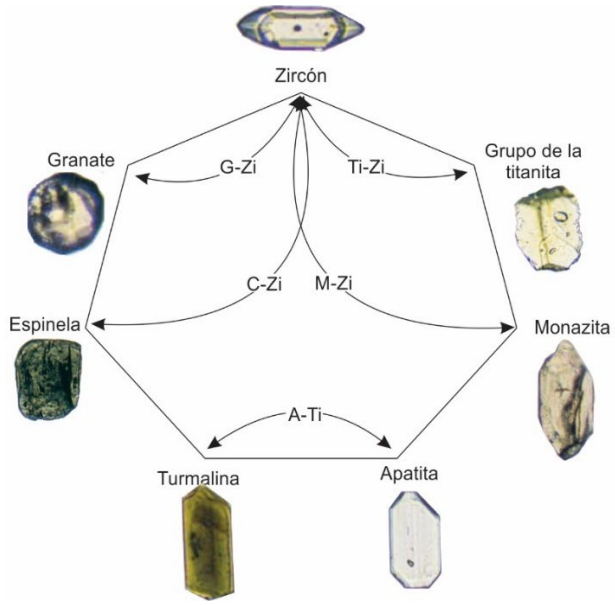
Tabla 15.2. Principales índices aplicados a la concentración de minerales pesados en sedimentos y rocas fuentes definidos por Garzanti y Andò (2007b).

Cuando se trabaja con minerales pesados, y en particular durante el muestreo, el primer punto que debe ser tenido en cuenta es el efecto hidráulico de las corrientes durante el transporte, el que se manifiesta en el principio de equivalencia hidráulica en la

depositación de minerales (Rubey, 1933). En la práctica, este principio establece que los minerales pesados de un determinado diámetro aparecen en la misma muestra asociados a livianos de mayor tamaño. Es más, dentro de un mismo ambiente sedimentario los minerales pesados tendrán a concentrarse en zonas de baja o alta energía siguiendo las diferencias en sus pesos específicos. Por ejemplo, Drummond y Stow (1979) en áreas de *offshore* describieron dos asociaciones de minerales pesados, por un lado, los más pequeños y densos (por ejemplo, ilmenita, zircón, leucoxeno, monacita y rutilo) se concentraban en ambientes de baja energía, por el otro, los de los de mayor peso específico y diámetro (turmalina, estaurolita y sillimanita) en subambientes de mayor energía (véase también Mange y Maurer, 2012). Esto muestra el control granulométrico hidráulico y paleoambiental al que pueden estar sujetos las asociaciones de minerales pesados (Frihy et al, 1995; Garzanti y Andò, 2007b).

Otro aspecto importante en el análisis de minerales pesados en secuencias antiguas es el efecto diagenético. Determinados minerales pesados son sumamente inestables durante la diagénesis, mientras que otros son casi totalmente refractarios, lo dicho puede cambiar sustancialmente la moda detrítica sin que haya variado el área de proveniencia. Valloni et al. (1991) y Garzanti y Andò (2007b) destacaron cambios en la composición de minerales pesados provenientes de la erosión de secuencias alpinas y del Himalaya cuando se analizan arenas actuales y depósitos antiguos provenientes de la misma, o similar, área fuente. En estos casos los cambios en las modas son atribuidos a la diagénesis.

Para limitar el efecto del transporte (componente hidráulico) y las perturbaciones resultantes de la diagénesis, Morton y Hallsworth (1994) eligieron una serie de minerales que demostraban ser refractarios a los cambios diagenéticos y presentaban un similar comportamiento hidráulico, tales como apatita, turmalina, granate, zircón, titanita espinela y monacita. Estos minerales fueron agrupados en pares de acuerdo con su densidad y tamaño granulométrico en los sedimentos para definir cinco índices sensitivos de proveniencia (Fig. 15.29).



ÍNDICE	ASOCIACIÓN MINERAL
A-Ti	Apatita-turmalina
G-Zi	Granate-zircón
R-Zi	Grupo de la titanita-zircón
C-Zi	Espinela de cromo-zircón
M-Zi	Monazita-zircón

FÓRMULA DEL ÍNDICE
A-Ti = 100. [% apatita/(% apatita + %turmalina]
G-Zi = 100. [% granate/(% granate + % zircón]
R-Zi = 100. [% grupo titanita/(% grupo titanita + % zircón]
C-Zi = 100. [% Espinela/(% Espinela + % zircón]
M-Zi = 100. [% monazita/(% monazita + % zircón]

Figura 15.29. Índices "sensitivos" de proveniencia definidos por Morton y Hallsworth (1994) utilizando minerales pesados

Aunque algunas generalizaciones pueden ser hechas sobre la procedencia de ciertos minerales pesados, su origen debe ser interpretado en cada caso de acuerdo con la composición de las potenciales áreas de aporte. El espinelo de cromo (mayormente cromita y en menor proporción la magnesiocromita) es comúnmente atribuido a la derivación de rocas ultrabásicas (Pober y Faupl, 1988; von Eynatten y Gaupp, 1999), mientras que la asociación zircón turmalina y rutilo indica proveniencia cortical y a menudo deriva de granitoides, rocas sedimentarias muy maduras o algunas rocas metamórficas de alto grado (Eynatten y Gaupp, 1999). Por otro lado, la asociación epidoto, granate, estaurolita es frecuentemente interpretada como de derivación metamórfica (Nechaev e Isphording, 1993; Marenssi et al., 2002).

El concepto de "*distributive province*", utilizado para modas detríticas de minerales livianos, ha sido también empleado para asociaciones de pesados o, en otros casos, para la moda total de minerales accesorios (Milner, 1962). Como señalaran Weltje y von Eynatten (2004) el principal inconveniente de este concepto radica en la baja concentración de los minerales accesorios y que, consecuentemente, el reconocimiento de una provincia podría depender de la presencia de un mineral índice muy poco representado. Sin embargo, la idea de "*distributive province*" tiene un importante valor conceptual, ya que introduce la idea de un contexto regional caracterizado por una asociación de minerales pesados que debe ser definida en cada caso.

Cascalho y Fradique (2007) estudiaron la distribución de algunos minerales pesados en los principales ríos de Portugal, téngase en cuenta que en este caso las áreas fuentes de origen volcánico están ausentes o muy poco representadas (Tabla 15.3).

Asociaciones de minerales pesados	***Roca fuente***
Principales: Biotita, turmalina, apatito, zircón, rutilo, anfíboles, óxidos de Fe y Ti Ocasionalmente: Granate	Granitos
Biotita, granate, sillimanita, apatita, zircón	Esquistos micáceos, gneises y migmatitas
Abundantes anfíboles junto a apatita como accesorio	Anfibolitas y esquistos anfibólicos
Granate, estaurolita, biotita (abundante), zircón, turmalina, apatita, sillimanita y magnetita (accesorios)	Esquistos porfiroblásticos
Andalusita, granate y estaurolita. Ocasionalmente cianita	Complejos esquisto-grauvaca
Biotita, andalusita (en hornfels), granate y andalusita (en esquistos). Apatita, turmalina, sillimanita, anfíboles, pirita, ilmenita y zircón pueden también estar presentes	Esquistos de bajo grado, grauvaca, cuarcita, hornfel y metasedimentitas

Tabla 15.3. Principales áreas fuentes de minerales pesados en sistemas fluviales del norte de Portugal (modificado de Cascalho y Fradique, 2007). La biotita es considerada un mineral pesado, criterio no siempre seguido por otros autores debido a su comportamiento hidráulico.

Nechaev e Isphording (1993) utilizaron asociaciones de minerales pesados traslúcidos para la identificación de tipos de márgenes continentales, empleando una base de datos compuesta por registros de los autores y alrededor de 1000 datos previos. Entre

los principales minerales pesados traslúcidos utilizados por Nechaev e Isphording (1993) se encuentran piroxenos, anfíboles, olivina, iddingsita, epidoto, granate, zircón y turmalina. En el caso de los clinopiroxenos y anfíboles reconocieron dos tipos para cada uno ellos, el clinopiroxeno tipo 1, que corresponde a augita rica en titanio (clinopiroxeno "marrón" con nicoles paralelos) y el tipo 2, comúnmente diópsido-augita (mayormente verdoso con nicoles paralelos). En lo referente a los anfíboles, por un lado, la hornblenda de color marrón a gris y, por el otro el anfíbol verde azulado referido a la serie tremolita-actinolita-hornblenda.

Los minerales citados arriba permitieron la definición de tres suites principales (Nechaev e Isphording, 1993): 1) La máfica (llamada MF) está compuesta por olivina, iddingsita, clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblanda verde a marrón; 2) La metamórfica (MT) comprende anfíboles de color pálido a gris azulados, epidoto y granate y 3) La granítica o de rocas metamórfica muy evolucionadas como gneises y migmatitas (GM) que incluye principalmente zircón y turmalina junto a menores proporciones de estaurolita, monacita, sillimanita y andalusita.

Estas tres suites fueron utilizadas para proponer los diagramas de caracterización de áreas de aporte mostrados en la figura 15.30, nótese que la división de los clinopiroxenos antes mencionada es utilizada para diferenciar entre márgenes divergentes y convergentes de placas (Fig. 15.30). Otros modelos para la identificación de áreas de aporte utilizando minerales pesados translúcidos han sido presentados por Filippov et al. (2006), Garzanti y Andò (2007b), Markevich et al. (2007), Ali et al. (2022).

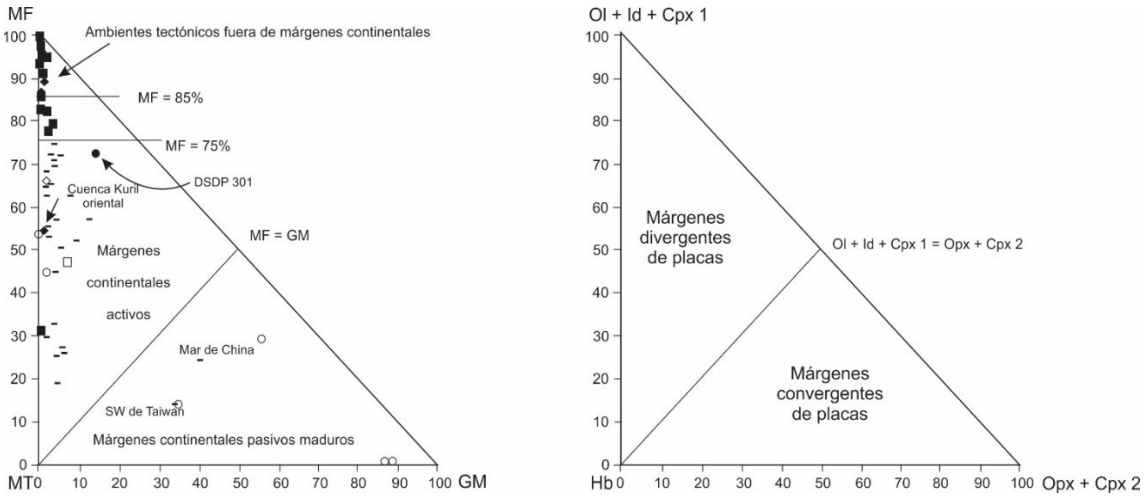


Figura 15.30. Modelos de Nechaev e Isphording (1993) para rocas fuentes en diferentes marcos tectónicos utilizando minerales pesados traslúcidos. Referencias: MF suite máfica, MT suite metamórfica, GM suite granítica, Ol olivina, Id iddingsita, Clx 1 clinopiroxeno 1, Clx 2 clinopiroxeno 2, Opx ortopiroxeno, Hb hornblenda.

Garzanti y Andò (2007 b) discutieron la relación entre suites de minerales pesados y la proveniencia dentro del marco de la tectónica de placas proveyendo diagramas discriminantes para ambientes de rift, áreas cratónicas y arcos magmáticos (Fig. 15.31). En el caso de los ambientes relacionados a bloques continentales, los autores diferenciaron los márgenes tipo rift de los cratones, dentro de los primeros se produce una mezcla algo compleja que incluye minerales pesados derivados del volcanismo extensional, de la erosión de secuencias sedimentarias y del basamento cristalino

(Garzanti y Andò, 2007 b). Esta diversidad lleva a reconocer tres términos extremos: 1) Márgenes del rift dominados por actividad volcánica (*"volcanic rifted margin subprovenance"*), 2) Márgenes u hombreras no disectados del rift (*"undissected rift shoulder subprovenance"*) y 3) Márgenes u hombreras disectados del rift (*"dissected rift shoulder subprovenance"*).

Las áreas del rift sujetas a actividad volcánica muestran abundante augita de color pardo-lila o verde y en menor proporción olivina y hornblenda marrón, por el contrario, los márgenes no disectados del rift proveen muy bajas proporciones de minerales pesados que corresponden principalmente a pesados ultraestables. Finalmente, en los márgenes disectados predomina la suite de hornblenda gris-azulada, verde o amarronada, mucha de ella proveniente de rocas del basamento (Garzanti y Andò, 2007 b).

En lo que corresponde a la proveniencia de áreas cratónicas, el tipo de mineral pesado dominante depende fuertemente de las características del basamento involucrado. Por ejemplo, Garzanti y Andò (2007 a y b), basados en el estudio de áreas cratónicas noreste de África, Arabia y el norte de la India, establecieron diferencias si se trataba de cratones no disectados (*"undissected craton subprovenance"*) o disectados *"dissected craton subprovenance"*. En el primer caso el contenido de pesados es bajo y dominado por minerales ultraestables o estables como epidoto, granate, estaurolita y cianita. Por el contrario, cuando los cratones han sido profundamente disectados, las suites resultantes de pesados dependerán fuertemente de la naturaleza del basamento, en el caso analizado por Garzanti y Andò (2007b) domina la hornblenda de color-azul verdoso a verde-marrón.

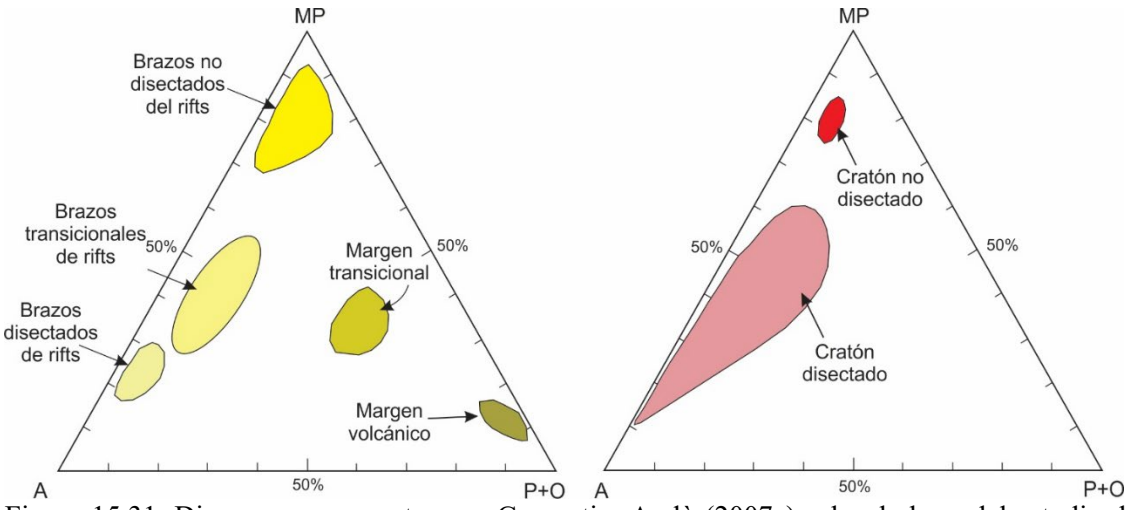


Figura 15.31. Diagramas propuestos por Garzanti y Andò (2007a) sobre la base del estudio de minerales pesados en cuencas de rift (Mar Muerto, Mar Rojo y Golfo de Aden, triángulo de la izquierda) y cratónicas (noreste de África, Arabia y el norte de la India, triángulo de la derecha). Para consultar la ubicación específica de cada una de las modas detríticas véase el trabajo original de Garzanti y Andò (2007a). Referencias: MP todos los minerales pesados traslúcidos no incluidos en la base del triángulo, A total de anfíboles y P+O total de piroxenos más olivina. Para explicación véase el texto.

En la derivación de arcos volcánicos, los minerales predominantes son la augita e hipersteno junto a proporciones variables, según el volcanismo, de hornblenda, olivina, espinela, iddingsita y en algunos casos óxidos de hierro (principalmente magnetita). Como muestra la figura 15.32 según las relaciones ortopiroxeno versus clinopiroxeno y anfíbol versus olivina, es posible reconocer distintas situaciones en los arcos magmáticos no disectados (Garzanti y Andò, 2007 a y b).

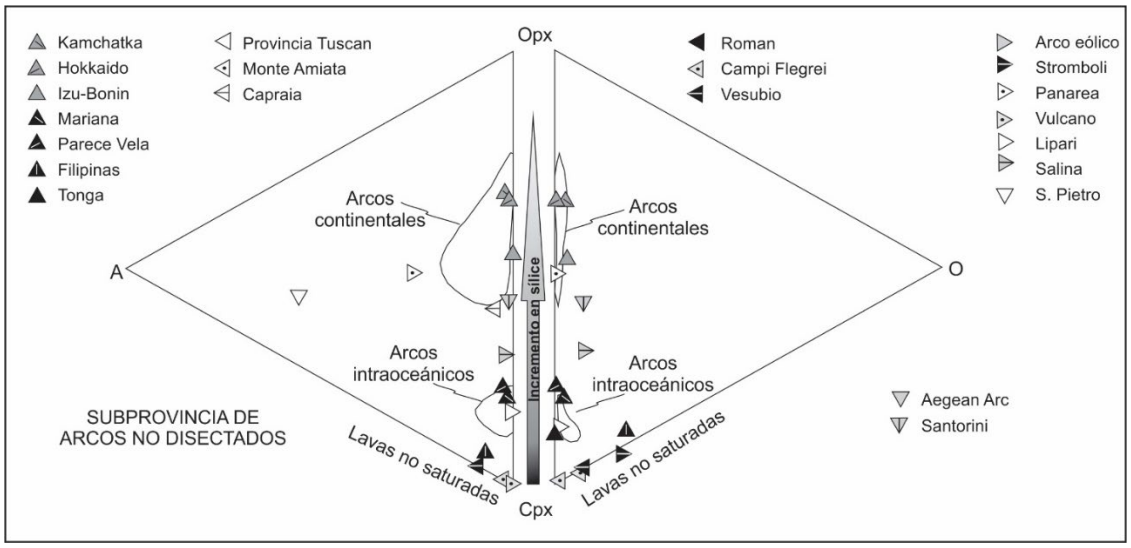


Figura 15.32. Diagrama sugerido por Garzanti y Andò (2007a) para discriminar entre arcos intraoceánicos versus continentales y distinguir entre volcanismos basálticos y felsíticos.

Los ortopiroxenos, principalmente el hipersteno, dominan en los arcos continentales, mientras que los clinopiroxenos, mayormente augita, en los intraoceánicos. Además, es posible discernir entre dos tipos principales de volcanismo, aquel de naturaleza principalmente basáltica que provee mayormente olivina y piroxenos y el de composición mesosilícica representado por anfíboles y piroxenos (Fig. 15.32, Garzanti y Andò, 2007b).

GEOCRONOLOGÍA DE MINERALES PESADOS

El análisis de espectros de edades absolutas de minerales pesados detríticos se ha transformado en los últimos años en una valiosa herramienta para determinar áreas de proveniencia. La identificación de procedencia de zircones detríticos utilizando edades U-Pb, acopladas en algunos casos a isótopos del Hf, es la metodología más común, aunque otros minerales como monacita, apatita, rutilo y titanita también han sido usados (Fig. 15.33; O'Sullivan et al., 2016, 2018; Deng et al., 2018; Joshi et al., 2021). Incluso, en algunos casos, isótopos del oxígeno pueden permitir mejorar el espectro de edades similares U-Pb, pero que responden a distintas áreas de proveniencia (Joshi et al., 2021).

Sin embargo, algunos de los minerales arriba citados pueden también formarse diagenéticamente (por ejemplo, la monacita, véase Lan (2022), en estos casos son útiles para fechar la diagénesis y no como marcadores de áreas de proveniencia. En los últimos años la xenotima (fosfato de itrio con trazas de tierras raras) ha comenzado a ser usado para determinar la edad de la diagénesis y su valor como indicador de áreas de proveniencia debe ser analizado en el futuro (Fig. 15.33; Rasmussen, 2005; Dröllner et al., 2023).

El zircón, sin lugar a duda, es el mineral más utilizado ya que presenta algunas importantes ventajas. En primer lugar, es uno de los minerales pesados más comunes debido a sus múltiples orígenes ya que puede derivar de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias. En segundo lugar, presenta una muy elevada estabilidad en el ciclo sedimentario, tanto bajo condiciones subaéreas (meteorización y transporte) como durante el soterramiento (diagénesis). Por otro lado, el zircón presenta cantidades

limitadas de elementos traza como el uranio, torio y hafnio, ya que el Th^{4+}, el U^{4+} y el Hf^{4+} pueden sustituir parcialmente al Zr^{4+} debido a su carga y tamaño iónico similar. Por el contrario, la cantidad original de plomo y lutecio en los cristales de zircón es muy baja, lo que favorece el fechado radiométrico del zircón a partir de la formación de plomo por desintegración radioactiva de torio y uranio y en el caso del hafnio en lutecio.

Desde el punto de vista estructural, el zircón es tetragonal con una red cristalina básicamente formada por tetraedros deformados de silíceo (SiO_4), los que se alargan paralelos a 001 y dodecaedros ZrO_8 que resultan de la interpenetración de dos tetraedros ZrO_4 uno elongado según 001 y el otro comprimido en la misma dirección (para figuras y una completa descripción véase Finch y Hanchar, 2003). Teniendo en cuenta las sustituciones químicas y su estructura, el zircón forma parte de un grupo de al menos seis minerales que podrían ser los extremos de sustituciones continuas, sobre todo de Zr^{4+} por Th^{4+} (formando torita) y de Zr^{4+} por Hf^{4+} (formando hafnón).

En lo que respecta específicamente a la metodología, los estudios de procedencia comprenden una primera fase de muestreo mediante la obtención de entre 1 y 3kg de arenisca por nivel muestreado, pero en el caso de bancos poco fértiles el peso por muestra deberá ser más elevado.

Aunque el tamaño de grano de los bancos a muestrear varía según el origen del zircón y el objetivo del estudio, en la mayoría de los casos se prefieren bancos de arena muy fina y fina (menos comúnmente mediana), los que parecen ser los más propicios teniendo en cuenta el alto peso específico del zircón y su equivalente hidráulico.

Mineral	*Fórmula*	*Ejemplos*
Zircón	$Zr(SiO_4)$ Con cantidades menores de U, Th, Pb, Hf, Y/REE, P, entre otros	Gehrels (2014) Amidon et al. (2016) Deng et al. (2018) Morley y Arboit (2019) Guo et al. (2020) Joshi et al. (2021) Almonte et al. (2025)
Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(Cl/F/OH)$	Deng et al. (2018) O'Sullivan et al. (2018) Glorie et al. (2022)
Titanita	$CaTiSiO_5$ Con cantidades menores de Al, Fe, Y, La, Zr	McAteer et al. (2010) Morley y Arboit (2019) Guo et al. (2020)
Rutilo	TiO_2 Con cantidades menores de Nb, W, Fe, Cr, V, Ca, ente otros	Zack et al. (2004) Deng et al. (2018) Guo et al. (2020)
Monacita*	PO_4 (La,Ce,Nd) Puede mostrar cantidades menores de Th	Kusiak et al. (2006) Chen et al. (2019) Guo et al. (2020)
Xenotima**	YPO_4 puede contener trazas de Er, Th, Dy y U	Rasmussen (2005) Lan (2022) Dröllner et al. (2023)

Figura 15.33. Principales minerales pesados que datados radiométricamente son utilizados como indicadores de áreas de proveniencia. *Aunque en muchos casos es de origen detrítico también ha sido reportada como un producto diagenético, en esta situación data la edad de la diagénesis. ** Frecuentemente citado como producto diagenético es por lo tanto útil para establecer la edad de la diagénesis, su valor para estudios de procedencia debe ser analizado en el futuro.

Posteriormente, se procederá a la desintegración ("chancado") y desagregación de la muestra, seguida por un tamizado que ayuda a una primera fase de separación granulométrica. Para la concentración de los zircones, su posterior montaje en portaobjetos y la separación de los cristales pueden seguirse diferentes caminos resumidos en los trabajos de Krogh (1982), Finch y Hanchar (2003), Fedo et al. (2003), Mange y Maurer (2012), Joshi et al. (2021), entre muchos otros. El efecto del muestreo y las técnicas de separación sobre la exactitud de las edades radiométricas ha sido discutido por Sláma y Košler (2012).

Básicamente, la proveniencia se analiza a partir de las edades obtenidas y su relación con las correspondientes a unidades que pudieron actuar como potenciales áreas de aporte, por lo que es necesario tener modelos que propongan un marco paleogeográfico al menos regional. Una importante nota de atención debe tenerse ante la posibilidad de que los zircones analizados sean de segundo ciclo. Dada la alta resistencia de este mineral es posible que la edad obtenida sea la de la roca madre original (por ejemplo, ígnea) pero el aporte a la unidad en estudio haya provenido de una sucesión sedimentaria/metasedimentaria en donde se depositaron previamente.

Las edades de zircones detríticos obtenidas son por lo general graficadas en diagramas binarios en los que la edad se coloca en el eje horizontal y la frecuencia en el eje vertical. En la figura 15.34 se brinda un ejemplo tomado de Amidon et al. (2016), en el que se analiza la proveniencia de zircones detríticos de la Formación Toro Negro (Mio-Pleistoceno temprano) en la Cuenca de Antepaís de Vinchina, Andes de Argentina.

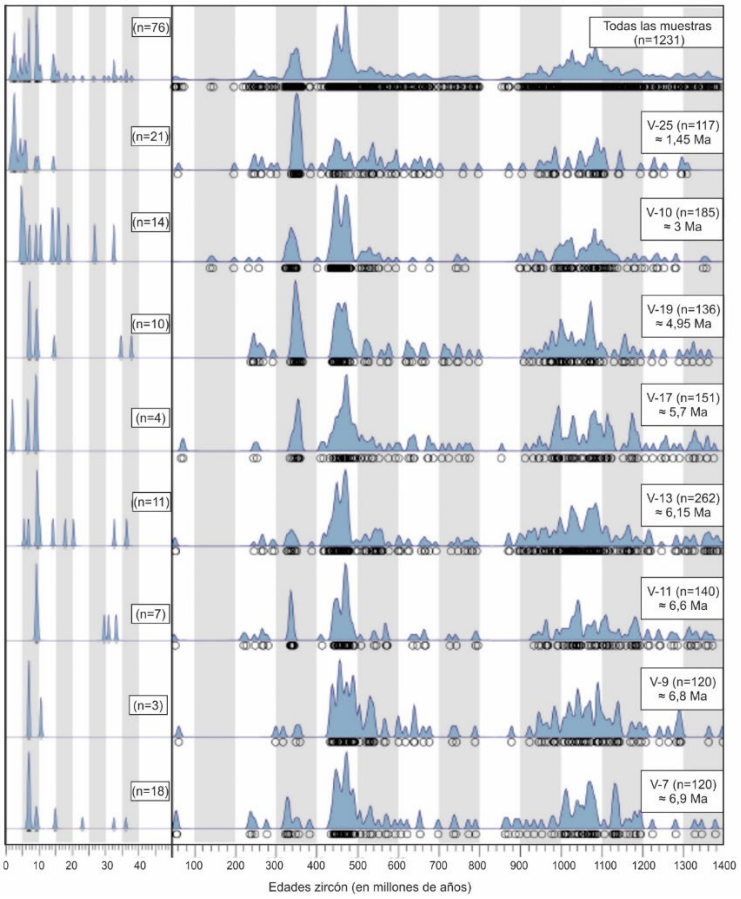


Figura 15.34. Ejemplo del tratamiento de edades U-Pb en zircones detríticos acopladas a dataciones de tobas no mostradas en la figura para la Formación Toro Negro (de Amidon et al., 2016). Para explicación véase el texto.

En este caso, un total de 1231 edades U-Pb de zircones detríticos fueron tomados de 8 niveles dentro de la unidad. Paralelamente, y con el propósito de controlar la estratigrafía y obtener edades absolutas, fueron datados 8 niveles de tobas en diferentes niveles estratigráficos (Fig. 15.34, véase Amidon et al., 2016).

El análisis de las edades de zircones detríticos de la figura 15.34 llevó al agrupamiento en siete conjuntos principales que representan distintas áreas de aporte de la secuencia neógena (Fig. 15.35).

Agrupamiento de edades	Entorno	Proveniencia
Cenozoico Tardío	~ 38 a 1 Ma	Volcanismo neógeno de la Cordillera de Los Andes.
Cretácico - Paleocena	~ 75 – 55 Ma	Volcanismo Cordillera Frontal u erosión de unidades mesozoicas de la Precordillera
Pérmico - Triásico	~ 305 - 238	Diferentes fuentes: Cordillera Frontal magmatismo Choiyoi
Carbonífero Temprano	~ 348 - 340	Volcanismo paleozoico de la Precordillera
Ordovícico - Silúrico	~ 490 – 415	Metasedimentitas del Sistema del Famatina, granitos ordovícicos del Famatina – Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal
Neoproterozico - Cámbrico	~ 900 - 490	Cordillera Frontal y Sistema del Famatina,
Mesoproterozoico	~ 1400 – 900	Basamento Greenvilliano del oeste de las Sierras Pampeanas

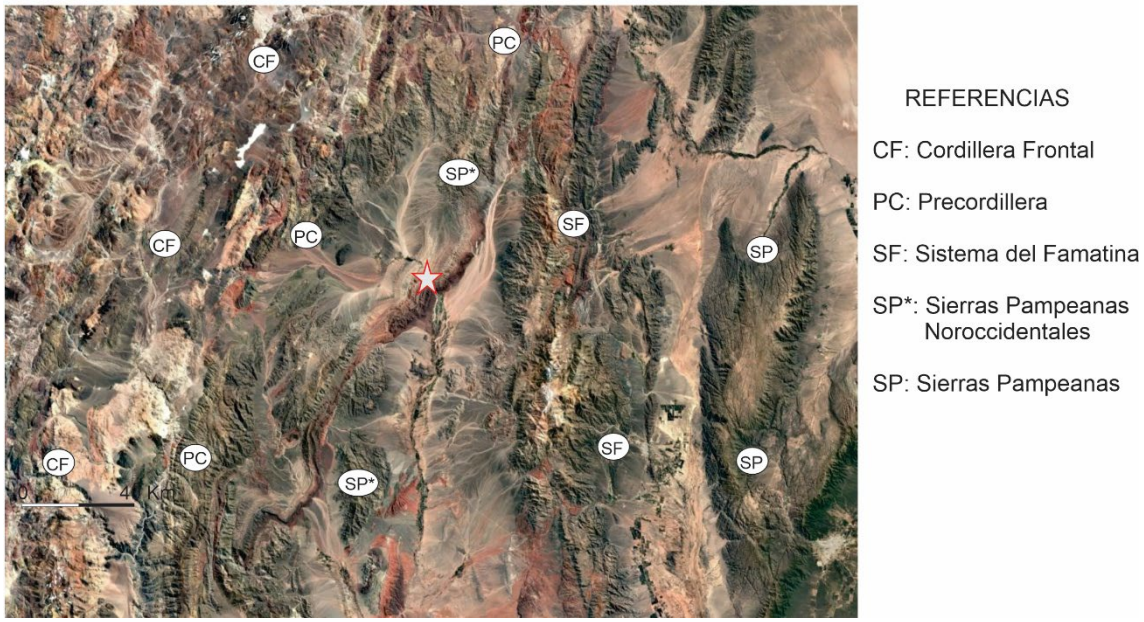


Figura 15.35. El cuadro superior resume el agrupamiento de edades obtenidas en zircones detríticos propuesto por Amidon et al. (2016, véase Fig. 15.34). La imagen de la parte inferior de la figura muestra la distribución de las áreas citadas en el cuadro y la estrella la ubicación del perfil más completo donde se realizaron los estudios de procedencia.

Análisis de facies y paleocorrientes llevados a cabo en la Formación Toro Negro indican procedencia desde el oeste y el norte, por lo que la proveniencia de detritos desde el Sistema de Famatina ubicadas al este de la cuenca es, al menos, muy problemática. Una

posible explicación para las edades neoproterozoicas a ordovícicas consiste en suponer que los zircones de dichas edades fueron derivados de secuencias metasedimentarias y sedimentarias de la Precordillera aflorantes al oeste de la cuenca, es decir sufrieron al menos dos ciclos de sedimentación. Aunque en este caso la hipótesis del reciclado de minerales ultraestables puede ser utilizada como herramienta para la solución de una incongruencia entre diferentes líneas de evidencias geológicas. Esta posibilidad debe ser siempre tenida en cuenta cuando se llevan a cabo este tipo de estudios.

COMPOSICION DE LAS GRAVAS: PROCEDENCIA DE CONGLOMERADOS

Las psefitas son particularmente útiles para estudiar la procedencia de los sedimentos, ya que proporcionan muestras intactas de las rocas aflorantes, especialmente en sectores próximos a las áreas fuentes. En cuanto a su utilidad para determinar las áreas de procedencia, las gravas y bloques ofrecen evidencias de la roca de origen que de otro modo se pierden (o resultan ambiguos) al disminuir el tamaño de grano, como parcialmente ocurre en las arenas. Esta cuestión ya fue analizada previamente cuando nos referimos a la dependencia de la composición respecto del tamaño de grano (Fig. 15.3).

Adicionalmente, el tamaño de los clastos favorece la realización de estudios particulares sobre cada tipo de fragmento, los cuales pueden aportar mucha información sobre el marco geotectónico del área de procedencia. Los fragmentos ígneos, por ejemplo, ofrecen mucha información útil. Su geoquímica puede ser utilizada para explorar la relación entre los distintos tipos de clastos presentes en el conglomerado, específicamente si todos se derivaron de la misma intrusión o centro volcánico y adicionalmente identificar el contexto del magmatismo (rift, arco magmático, etc.). Los detritos ígneos también pueden ser usados para caracterizar la estructura más profunda del área fuente, como se revela a través de los cristales de zircón y las composiciones isotópicas de algunos otros minerales (Fitzgerald et al., 2018). Así mismo, datos geocronológicos de los fragmentos pueden proporcionar un marco temporal para el magmatismo, lo cual es crucial, no solo desde el punto de vista estratigráfico, sino también para inferir el contexto tectónico a partir de la petrología de los detritos. El tiempo del magmatismo en la fuente también puede ser importante en la búsqueda de áreas de aporte desplazadas (Haughton et al., 1991). También se puede obtener mucha información del análisis de los tipos de fragmentos en el campo ya que, por ejemplo, evidencia directa de la edad de la fuente puede ser proporcionada por fragmentos fosilíferos (Haughton, 1988). Sin embargo, como ya fue expresado en el Capítulo 8, un aspecto poco considerado en el estudio de las psefitas es la composición mineralógica de la matriz arenosa y si ésta guarda correlación, o no, con la grava que forma la fracción más gruesa, lo que podría tener implicancias respecto a áreas de proveniencia, distancia de transporte e incluso paleoclimáticas.

Se debe notar que, a diferencia de las areniscas, no existen diagramas generales que vinculen la composición de los clastos de conglomerados con las áreas fuente o su marco tectónico. Posiblemente, esto se deba a que los clastos de grava indican indudablemente su roca de origen y estas, a su vez, pueden ser agrupadas en asociaciones petrotectónicas, las cuales son directamente asociadas con el área de procedencia. Sin embargo, es apropiado recordar aquí la diferencia entre roca fuente y área de procedencia. En el primer caso se trata simplemente de la identificación de la roca de la cual se derivó el clasto,

mientras que el segundo se refiere a determinar la ubicación geográfica y marco geotectónico del área desde donde provino la partícula. Esta última determinación requiere de datos adicionales como direcciones de paleocorrientes/paleopendientes, la edad de la roca fuente y conocer la geología de los bordes de la cuenca al momento de la sedimentación.

Como fuera presentado en el Capítulo 8, al menos dos aspectos relacionados con la procedencia de los clastos de las psefitas deben ser considerados. En primer lugar, obviamente, la composición de éstos que refleja la roca fuente y, por otro lado, el carácter extra o intra cuencal de los detritos que orientan hacia la localización de la fuente, pero también permiten reconocer fenómenos ocurridos sincrónicamente con la sedimentación como ha sido tratado previamente (Fig. 15.2).

En cuanto a la primera situación, la posibilidad más sencilla es que los clastos denoten una única área de aporte compuesta ya sea por una o por varias litologías (Fig. 15.36. A, B) mientras que otras opciones incluyen múltiples áreas fuente actuando sincrónicamente (situación común en cuencas sedimentarias muy extensas) o en forma alternada (como por ejemplo durante la transición entre etapas de *underfill* y *overfill* en cuencas de antepaís) o progresiva (por ejemplo durante el descabezamiento o *unroofing* de un arco magmático).

Durante el ascenso orogénico de una columna de roca es esperable que la sucesión sedimentaria muestre una estratigrafía inversa respecto a la del área fuente, es decir, que las unidades más viejas de la cuenca contengan clastos procedentes de las unidades más jóvenes (Fig. 15.37, Colombo, 1994). Sin embargo, en ocasiones, el tren progresivo del destechado puede no ser fácilmente reconocible debido a: 1) presencia de clastos muy resistentes que puede sobrevivir varios ciclos sedimentarios (DeCelles, 1988), 2. Litologías similares en diferentes niveles estratigráficos de la secuencia que está siendo ascendida (Fitzgerald et al., 2018) o 3. Mezcla de sedimentos por retrabajo intracuencal (Fig. 15.37).

Una situación particular a tener en cuenta es la de los conglomerados oligomícticos (Fig.15.36.C), los cuales pueden representar depósitos muy proximales de áreas cuarcíticas, o bien reflejar una intensa meteorización y compleja historia de transporte. Aquí los parámetros texturales como la redondez y la ubicación estratigráfica (por ejemplo, asociados a extensos hiatos) pueden ser clave para identificar el origen de estos depósitos.

Con respecto a la segunda característica, el aporte intracuencal puede ofrecer evidencias sobre el comportamiento de la cuenca respecto a variaciones entre la tasa de sedimentación y la acomodación (por ejemplo, brechas intraformacionales en la base de secuencias fluviales, Fig. 15.36.D), el registro de eventos volcánicos sinsedimentarios formados por conglomerados volcánicos (Fig. 15.36.E), de resedimentación a lo largo de un talud o bien cambios paleoclimáticos (Fig. 15.36.F).

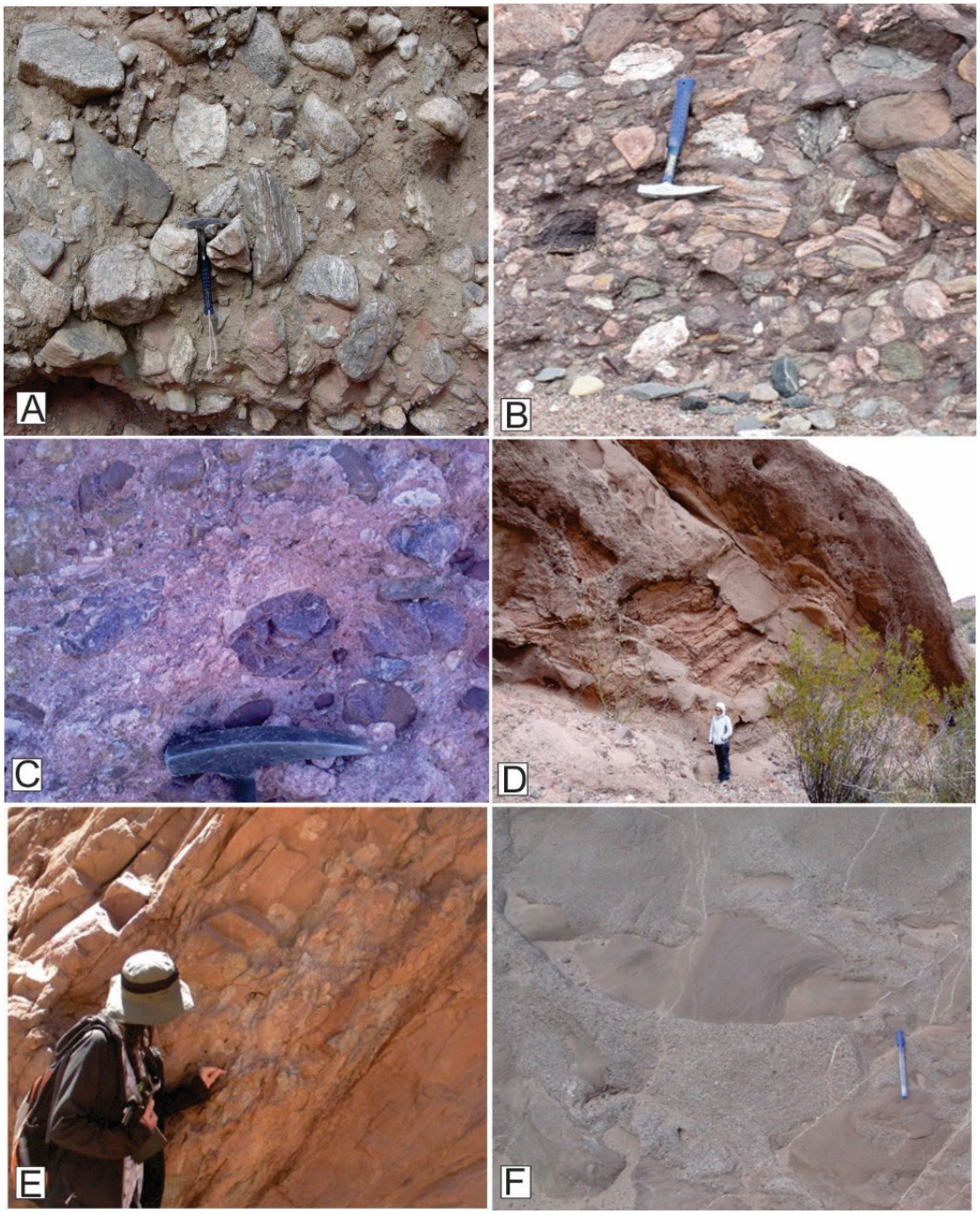


Figura 15.36. A-B Conglomerados extraformacionales compuestos exclusivamente por clastos de basamento, en el caso A todos los clastos corresponden a gneisses (Fm. El Corral, Pleistoceno) mientras que en B los clastos son de diferentes metamorfitas de alto grado (Fm. Talampaya, Pérmico superior); C. Conglomerado oligomíctico compuesto por clastos de cuarzo y sílice microcristalina (Fm. Pedernal, Jurásico?); D. Brecha intraformacional marcando un límite de secuencia coincidente con la base de la Fm. Toro Negro (Mioceno-Plioceno); E. Conglomerado monomíctico intracuencal compuesto por clastos de andesitas de color gris claro (Fm. Vinchina, Mioceno); F. Conglomerado intraformacional en los niveles inferiores de la Fm. Vinchina, los clastos arenosos corresponden a sedimentitas eólicas y están inmersos en areniscas gruesas de origen fluvial sugiriendo la alternancia de condiciones áridas-húmedas en un ambiente de interacción eólico-fluvial. El escaso contraste mineralógico entre clastos y matriz sugiere que las corrientes se nutrieron del sedimento eólico previo. Todas las formaciones citadas afloran en el oeste y noroeste de Argentina.

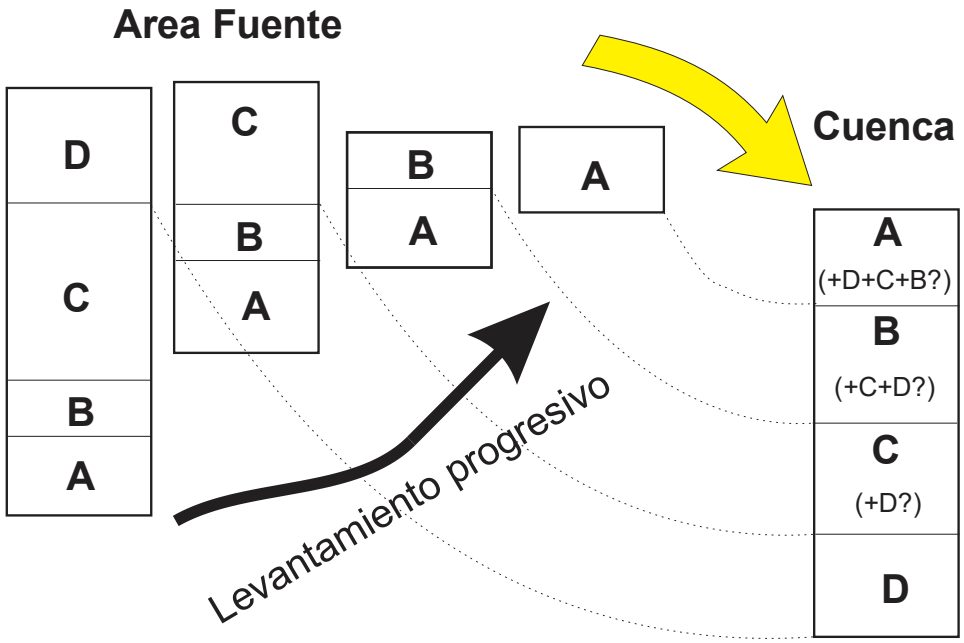


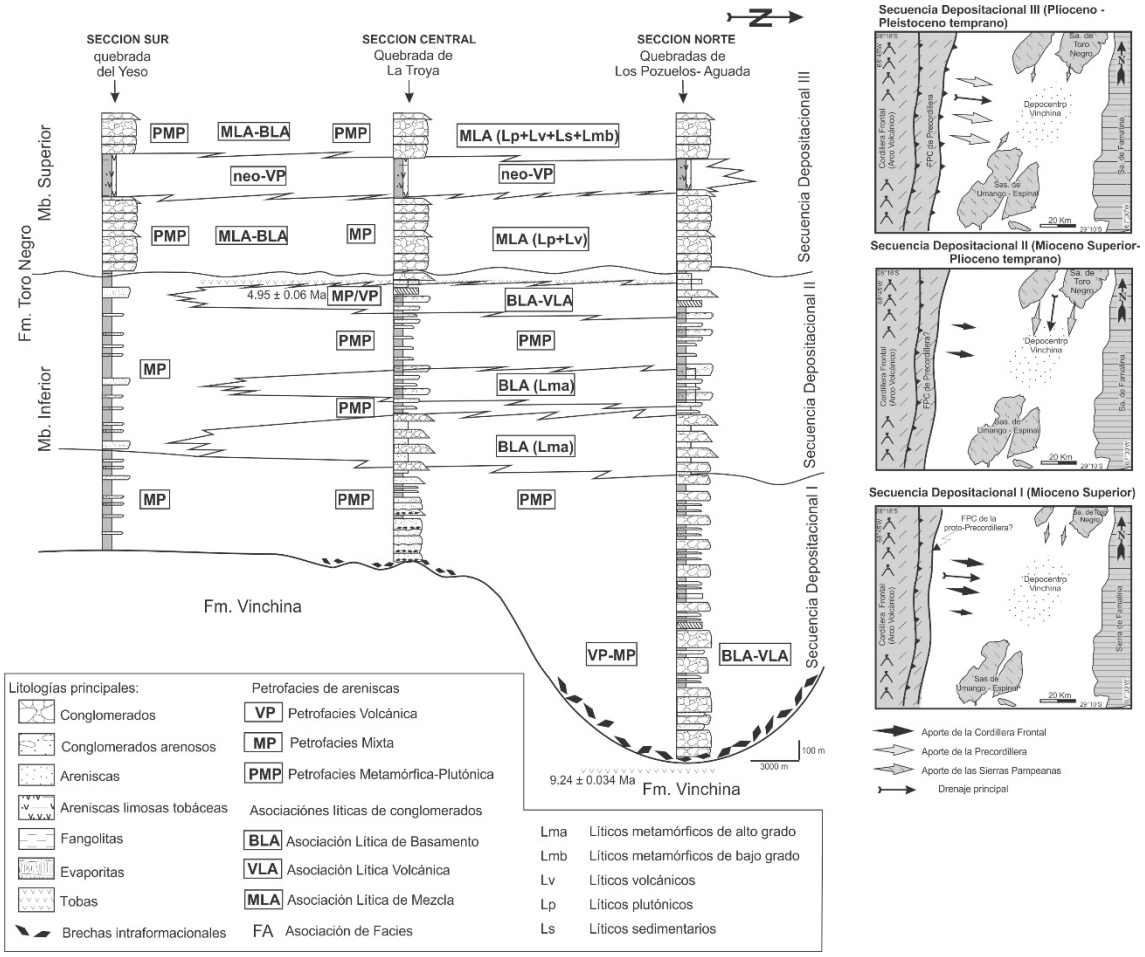
Figura 15.37. Formación teórica de sucesiones sedimentarias de descabezamiento a partir del levantamiento progresivo del área fuente. En la columna sedimentaria se ha agregado, entre paréntesis, la posible existencia de un retrabajo intracuencal de las gravas. Modificado de Colombo (1994).

Un ejemplo en el que se ha reconocido la combinación de algunas de estas situaciones corresponde al relleno de la cuenca de antepaís andina de Vinchina, en el noroeste argentino (Ciccioli et al., 2014; Díaz y Marenssi, 2020), el cual presentaremos brevemente como caso de estudio.

Las dos unidades principales de la cuenca son las formaciones Vinchina (Mioceno) y Toro Negro (Mioceno-Pleistoceno temprano). La Formación Toro Negro presenta en su base un conspicuo nivel de megabrecha con clastos intraformacionales (Fig. 15.36.D), lo que indica una profunda incisión en la cuenca (Limarino et al., 2010). Estos niveles son seguidos por conglomerados extraformacionales (Fig. 15.38.A–F) que registran múltiples áreas fuente, con una alternancia entre patrones de distribución axial y transversal, los cuales caracterizan distintas etapas del relleno del antepaís (Fig. 15.39).

Figura 15.38 (página siguiente). Conglomerados de la Formación Toro Negro y sus principales litotipos. A. Conglomerado monomíctico compuesto por rocas metamórficas de alto grado (Lma) típica de la Asociación Lítica de Basamento (ALB); B-F Conglomerados polimícticos formados por: Granitos rosados pegmatíticos (G), rocas volcánicas (V), areniscas rojas (S1) y verdes (S2), conglomerados verdes (S2). Tomado de Ciccioli et al. (2014).

Figura 15.39 (página siguiente). Columnas estratigráficas generalizadas de la Formación Toro Negro a lo largo de la Sierra de los Colorados (La Rioja, Argentina) mostrando las asociaciones líticas a partir de la composición de los conglomerados y las petrofacies de las areniscas asociadas. Las tres secuencias depositacionales representan situaciones de incisión y *bypass* (I), *underfill* (II) y *overfill* (III) de la cuenca. Nótese el nivel basal de brecha intraformacional que tapiza el fondo del valle inciso en la parte norte de la cuenca, las cuñas clásticas de distribución axial durante la etapa de *underfill* y la progradación clástica transversal que caracteriza a la etapa final de *overfill*. A la derecha esquema de evolución paleogeográfica mostrando las diferentes áreas de aporte y su variable contribución en cada etapa. Para una descripción detallada véase Ciccioli et al. (2014).



Por otra parte, la infrayacente Formación Vinchina no sólo registra múltiples áreas fuente extracuencales (Fig. 15.40 A-F) sino también intervalos de conglomerados monomícticos andesíticos interpretados como producto del retrabajo de rocas volcánicas/volcaniclásticas intracuencales (Figs. 15.36 E).

Figura 15.40 (página siguiente). Conglomerados de la Formación Vinchina y sus principales litotipos: A. Conglomerado monomíctico extraformacional compuestos por areniscas finas rojizas (A1); B-E. Conglomerados polimícticos compuestos por clastos de areniscas rojas (A1), areniscas gruesas rosadas (A2), areniscas amarillentas (A3), rocas volcánicas ácidas (Va), rocas volcánicas intermedias-básicas (Vi), granitos (Gr), metamorfitas de alto grado (MA), andesitas intracuencales (And) y cuarzo (Q); F. Litotipo And en arenisca guijarrosa, obsérvese la diferencia de tamaño entre los clastos intra y extracuencales. Tomado de Díaz y Marenssi (2020).

Para el análisis de la procedencia de los conglomerados de la Formación Vinchina se utilizó, además de la técnica tradicional, un estudio estadístico basado en el análisis de agrupamiento jerárquico y de componentes principales (PCA, Figs. 15.41, 15.42, Díaz y Marenssi, 2020). Para ello, y desde el punto de vista metodológico, los mencionados autores identificaron en los clastos de conglomerados nueve litotipos principales, los que fueron agrupados en cinco petrofacies (Fig. 15.41). La metodología señalada permitió diferenciar tres grupos de asociaciones de clastos que describen áreas de aporte de basamento cristalino y del arco magmático correspondiente a la Cordillera de Los Andes (Fig. 15.41, Díaz y Marenssi, 2020). El primer grupo incluye muestras con composiciones dominadas ampliamente por clastos andesíticos neovolcánicos (A en Fig. 15.41), donde las efusiones volcánicas intracuencales fueron la principal fuente detrítica.

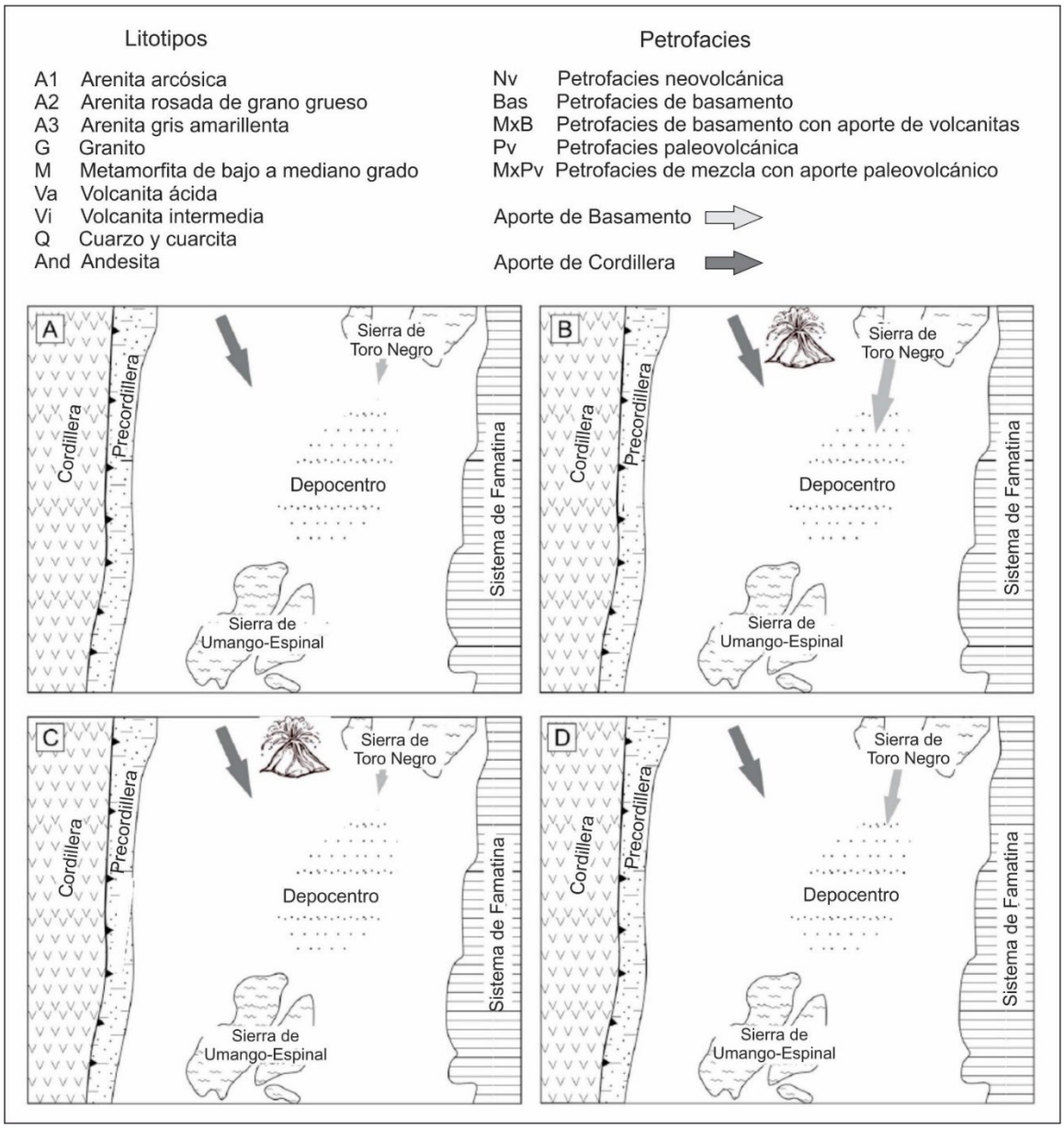


Figura 15.41. Ejemplo del estudio de procedencia basado en la composición de clastos de conglomerados realizado por Díaz y Marenssi (2020). En la parte superior se enumeran los litotipos y petrofacies definidas y en la parte inferior la evolución de las áreas de aporte: A. Intervalo composicional inferior con aporte principal de la Cordillera y Precordillera; B. Segundo intervalo con aporte de rocas de basamento correspondientes a la Sierra de Toro Negro; C. Tercer intervalo donde la Cordillera y Precordillera recuperan su rol como área fuente y D. Intervalo composicional superior en el que la contribución de la Cordillera y Precordillera se diluye parcialmente por aporte de rocas de basamento. Nótese la presencia de centros efusivos dentro de la cuenca (figuras B y C) reunidos en la petrofacies neovolcánica (Nv). Ligeramente modificado de Díaz y Marenssi (2020).

El segundo agrupa muestras con composiciones mixtas, dominadas por clastos paleovolcánicos provenientes principalmente de un arco magmático antiguo (B en Fig. 15.41). El tercer grupo incluye muestras mixtas con predominio del suministro del basamento cristalino (C y D en Fig. 15.41).

Esta metodología ilustra el mérito de utilizar estadísticas no paramétricas en estudios de proveniencia y, especialmente su utilidad para detectar variaciones composicionales

internas cuando múltiples áreas fuente están activas (Figs. 15.42 y 15.43, Díaz et al., 2020).

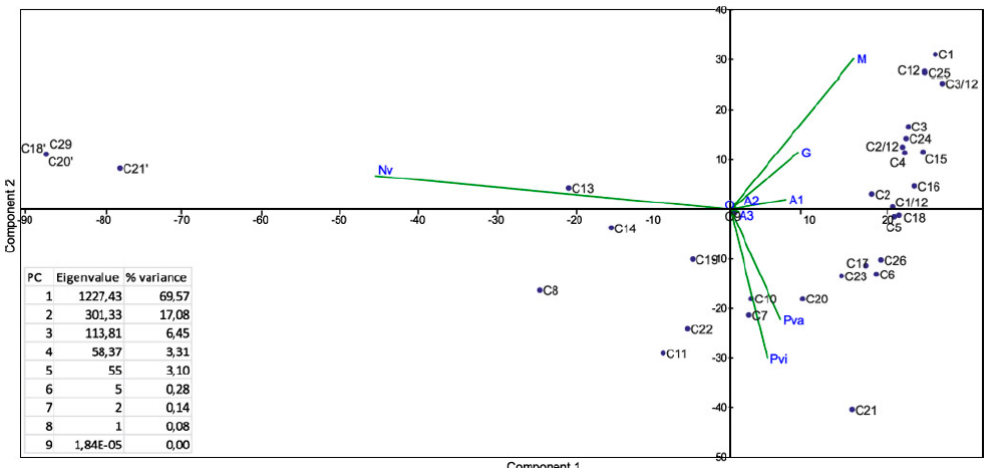


Figura 15.42. Análisis de componentes principales (PCA) de toda la población de gravas de la Formación Vinchina. Tomado de Díaz et al. (2020).

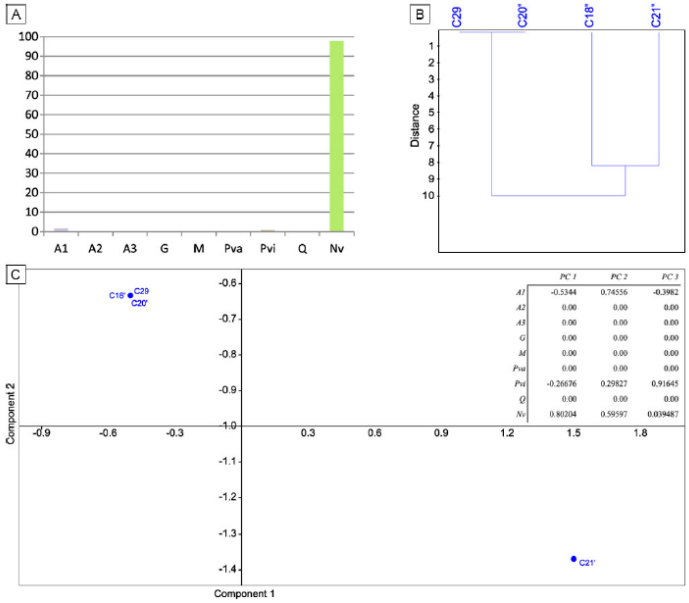


Figura 15.43. Descripción gráfica del cluster 1 correspondiente a la figura 15.42: A. En este ejemplo se muestra como la clase litológica está ampliamente dominada por clastos neovolcánicos (Nv); B. Gráfico resultante del análisis de clusters, en el que se observa que las muestras presentan una alta similitud una con otra, lo cual es representado por una distancia menor de 10 unidades; C. Análisis de componentes principales (PCA) por variaciones internas del grupo, y su forma numérica. Tomado de Díaz et al. (2020).

CONSIDERACIONES FINALES Y PERSPECTIVAS

Las cinco líneas de investigación referidas a los estudios de procedencia tratadas en este capítulo pueden brindar muy importante información, no sólo para la determinación de áreas fuentes, sino también para análisis estratigráficos, reconstrucciones

paleogeográficas e incluso paleotectónicas. El propósito de esta breve sección es discutir algunos puntos concernientes a las ventajas y limitaciones de cada línea y sobre todo resaltar el beneficio de integrar los diferentes campos de estudio.

Es importante tener en mente que, aunque el tipo de roca fuente ejerce un control primario sobre las modas detríticas, la intervención de otros factores como un clima sumamente agresivo y la distancia muy prolongada de transporte pueden afectar considerablemente la composición de los clastos. Es por ello que las modas detríticas de areniscas (expresada por medio de las petrofacies), deben ser entendida como una función de un cierto número de variables, dentro de las cuales la procedencia es por lo general, aunque no siempre, la componente principal. En aquellos casos en los que el clima y el transporte se sobreimponen a la procedencia, las modas detríticas pueden brindar importante información paleoclimática y paleoambiental.

Otro punto por considerar es si realmente la composición de las areniscas refleja un tipo de cuenca específico dentro del marco de la tectónica de placas. Relacionar unívocamente modas detríticas y tectónica global puede ser riesgoso, ya que la clase de cuenca debe ser definida a partir del conocimiento integral de la estratigrafía, el desarrollo estructural, el magmatismo, la evolución paleoambiental y composición de sus sedimentos. Lo dicho no invalida la importancia de las modas detríticas, sino que, por el contrario, resalta su utilidad como una herramienta muy útil para mejorar el conocimiento de aspectos específicos.

En lo que se refiere a la geoquímica de sedimentos aplicada a las áreas de proveniencia es conveniente considerar algunos aspectos. En opinión de los autores, los análisis geoquímicos de areniscas deben siempre estar acompañados de una caracterización petrográfica de la muestra analizada, esto permitirá entender mejor los resultados y, fundamentalmente, establecer la relación entre composición mineralógica y geoquímica. Como ocurre con las modas detríticas, la mayoría de los diagramas de discriminación de áreas fuentes están orientados a la identificación del tipo de cuenca desde el punto de vista geotectónico. Si bien el valor de estos diagramas es incuestionable, es de esperar que en los próximos años la geoquímica se oriente a caracterizar más ajustadamente la naturaleza litológica de las rocas generadoras y, eventualmente, cambios geoquímicos en los subambientes depositacionales.

Con respecto a los minerales pesados y accesorios su uso no debe ser subestimado, especialmente como complemento de estudios de modas detríticas de livianos, ya que los pesados (sean traslúcidos u opacos) pueden ser de suma utilidad a la hora de discernir áreas de aporte de composición compleja. A modo de ejemplo, en áreas donde dominan rocas volcánicas, la simple estimación de la preponderancia de olivina sobre hornblenda y de hipersteno sobre augita, puede ayudar a distinguir distintos tipos de volcanismo. Similar razonamiento puede ser también aplicado a áreas de basamento complejos, donde distintos tipos de rocas plutónicas y metamórficas coexisten. En estos casos las relaciones entre minerales pesados específicos, que dependerán en cada caso de los zócalos estudiados, podrán auxiliar a la discriminación entre los distintos tipos de rocas que integran el basamento.

Las dataciones radiométricas U-Pb y Lu-Hf de minerales pesados, o livianos que participan como accesorios en las areniscas, abre un camino promisorio en las investigaciones sobre áreas fuentes. Como en el caso de la geoquímica, es necesario contar con un respaldo petrográfico, que por un lado permita ampliar el conocimiento de

las áreas fuentes y por el otro, no menos importante, controlar algunos factores que podrían distorsionar los resultados (reciclado de zircones, diferencias notables en la fertilidad de las áreas de aporte, etc.).

El estudio de procedencia a partir de la composición de los clastos de los conglomerados se ve dificultado por el hecho que estas rocas suelen estar presentes sólo en las áreas proximales de las cuencas sedimentarias y a veces estar totalmente ausentes. Si bien la composición de los clastos permite reconocer inequívocamente la roca original, esto puede ser insuficiente para determinar el área fuente. En este caso es necesario contar con precisos datos de la geología de los bordes de la cuenca y datos de paleocorrientes.

Sin lugar a duda, los mejores resultados se alcanzarán en estudios que integren las cinco líneas de investigación arriba señaladas, todo ello sumado a información de campo como paleocorrientes, disconformidades intraformacionales y paleoambientes sedimentarios. Sin embargo, integrar las investigaciones de modas detríticas de minerales livianos y pesados en areniscas, composición de las gravas en conglomerados, geoquímica de mayoritarios, de elementos traza y estudios radiométricos no es frecuente, en gran medida por el costo económico que implica y la diversidad de especialistas involucrados.

BIBLIOGRAFÍA

Ahmad, F., Quasim, M. A., Ahmad, A. H. M., Ghaznavi, A. A., Khan, Z., & Albaroot, M. (2019). Factors influencing detrital mineralogy and tectono-provenance of fort Member Sandstone, Jaisalmer formation, Western Rajasthan, India. Journal of the Geological Society of India 93: 392-398.

Ali, A. R., Jassim, S. A., & Aladeen, Z. N. (2022). The role of heavy minerals in understanding the provenance of sandstone: An example from the Upper Cretaceous Tanjero Formation, Surdash Region, Northeastern Iraq. The Iraqi Geological Journal, 55: 93-108.

Almonte, N. G., Malkowski, M. A., Dobbs, S. C., & Graham, S. A. (2025). Detrital zircon provenance links between outcrop and subsurface, Rocas Verdes and Magallanes-Austral Basins, Patagonia. Geosphere, 21: 74-94.

Amidon, W. H., Ciccioli, P. L., Marenssi, S. A., Limarino, C. O., Fisher, G. B., Burbank, D. W., & Kylander-Clark, A. (2016). U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. Journal of South American Earth Sciences, 70: 237-250.

Ärlebrand, A., Augustsson, C., Escalona, A., Grundvåg, S. A., & Marín, D. (2021). Provenance, depositional setting and diagenesis as keys to reservoir quality of the Lower Cretaceous in the SW Barents Sea. Marine and Petroleum Geology, 132: 105217.

Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J. F., ... & Artigas, R. (2003). Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). Journal of sedimentary research, 73: 309-327.

Baiyegunhi, C., Liu, K., & Gwavava, O. (2017). Geochemistry of sandstones and shales from the Ecca Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. Open Geosciences, 9: 340-360.

Barone, M., Dominici, R., Muto, F., & Critelli, S. (2008). Detrital modes in a late Miocene wedge-top basin, northeastern Calabria, Italy: compositional record of wedge-top partitioning. Journal of sedimentary Research, 78: 693-711.

Basu, A. (1976). Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks; implications to paleoclimatic interpretation. Journal of Sedimentary Research, 46: 694-709.

Basu, A. (1985). Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. Provenance of arenites, 1-18.

Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary Research, 45: 873-882.

Bhat, N. A., Singh, B. P., Bhat, A. A., Nath, S., & Guha, D. B. (2019). Application of geochemical mapping in unraveling paleoweathering and provenance of Karewa deposits of South Kashmir, NW Himalaya, India. Journal of the Geological Society of India, 93: 68-74.

Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology, 91: 611-627.

Bhatia, M. R. (1985). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a reply. The Journal of Geology, 93: 85-87.

Bhatia M. R., & Crook K. A. W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contribution to Mineralogy and Petrology. 92: 181–193.

Bello, A. M., Usman, M. B., Amao, A. O., Salisu, A. M., Al-Ramadan, K., Abubakar, U., ... & Akinsanpe, O. T. (2024). Linking Provenance and Diagenesis to Reservoir Quality Evolution of Sandstones: the Paleocene-Eocene Keri-Keri Formation, Northeastern Nigeria. Marine and Petroleum Geology, 107227.

Blasi, A., & Manassero, M. J. (1990). The Colorado River of Argentina: source, climate, and transport as controlling factors on sand composition. Journal of South American earth sciences, 3: 65-70.

Boswell, P.G.H. (1933). On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. Murby and Co., 393 páginas, London.

Bouma, A. (1964). Turbidites. En Developments in sedimentology, Vol. 3: 247-256. Elsevier.

Cao, B., Sun, W., & Li, J. (2021). Reservoir petrofacies—A tool for characterization of reservoir quality and pore structures in a tight sandstone reservoir: A study from the sixth member of Upper Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, China. Journal of Petroleum Science and Engineering, 199, 108294.

Carranza-Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., & Lozano-Santa Cruz, R. (2001). Provenance of beach gray sands from western México. Journal of South American Earth Sciences, 14: 291-305.

Cascalho, J., & Fradique, C., (2007). The Sources and hydraulic sorting of heavy minerals on the Northern Portuguese Continental. Developments in Sedimentology, 58: 75 – 110. Elsevier.

Cavazza, W., & Ingersoll, R. V. (2005). Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). Journal of Sedimentary Research, 75: 268-279.

Chayes, F. (1949). A simple point counter for thin-section analysis. American Mineralogist 34: 1– 11.

Chayes, F. (1956). Petrographic Modal Analysis. Wiley, 113 páginas, New York.

Chen, C. H., Lee, C. Y., Lin, J. W., & Chu, M. F. (2019). Provenance of sediments in western Foothills and Hsuehshan Range (Taiwan): A new view based on the EMP monazite versus LA-ICPMS zircon geochronology of detrital grains. Earth-Science Reviews, 190: 224-246.

Chen, G., & Robertson, A. H. (2020). User's guide to the interpretation of sandstones using whole-rock chemical data, exemplified by sandstones from Triassic to Miocene passive and active margin settings from the Southern Neotethys in Cyprus. Sedimentary Geology, 400: 105616.

Ciccioli, P. L., Marenssi, S. A., & Limarino, C. O. (2014). Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neogene) of the Vinchina broken-foreland basin (Central Andes of Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 49: 15-38.

Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Taboada, A. C., Pagani, M. A., & Gulbranson, E. L. (2020). Interpreting detrital modes and geochemistry of sandstones from the late Paleozoic Tepuel-Genoa Basin: Paleogeographic implications (Patagonia, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 104: 102858.

Colombo, F. (1994). Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. Geology 22: 235-238.

Condie K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology 104: 1–37.

Critelli, S., & Ingersoll, R. V. (1995). Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). Sedimentology, 42: 783-804.

Critelli, S., & Le Pera, E. (1994). Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands to the Southern Apennines thrust-top basins (Italy). Journal of Sedimentary Research, 64: 824-835.

Critelli, S., Muto, F., Perri, F., & Tripodi, V. (2017). Interpreting provenance relations from sandstone detrital modes, southern Italy foreland region: Stratigraphic record of the Miocene tectonic evolution. Marine and Petroleum Geology, 87: 47-59.

Crook, K. A. (1974). Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). En Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Dott, R. H. y Shaver, R., (eds), SEPM, publicación especial 19: 304-310.

de Castro, A. P., Guedes, C. C. F., Vesely, F. F., da Silveira, D. M., & Neves, L. F. (2023). Provenance, diagenesis and reservoir quality of sandstone facies of the Maracangalha Formation, Recôncavo Basin–Northeastern Brazil. Marine and Petroleum Geology, 158: 106548.

De Rosa, R., Zuffa, G. G., Taira, A., & Leggett, J. K. (1986). Petrography of trench sands from the Nankai Trough, southwest Japan: implications for long-distance turbidite transportation. Geological Magazine, 123: 477-486.

DeCelles, P. G. (1986). Sedimentation in a tectonically partitioned, nonmarine foreland basin: The Lower Cretaceous Kootenai Formation, southwestern Montana. Geological Society of America Bulletin, 97: 911-931.

DeCelles, P. G. (1988). Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: A case of multiple source areas. Geology, 16(11), 1039-1043.

DeCelles, P. G., & Hertel, F. (1989). Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. Geological Society of America Bulletin, 101: 1552-1562.

Deng, B., Chew, D., Jiang, L., Mark, C., Cogné, N., Wang, Z., & Liu, S. (2018). Heavy mineral analysis and detrital U-Pb ages of the intracontinental Paleo-Yangzte basin: Implications for a transcontinental source-to-sink system during Late Cretaceous time. Geological Society of American Bulletin, 130: 2087-2109.

Díaz, M.Y., & S.A. Marenssi, 2020. Using sandstone and conglomerate petrofacies to unravel multiple provenance areas in broken-foreland basins: The Vinchina Formation as a study case. Journal of South American Earth Sciences, 100 (2020). DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102541.

Díaz, M., Marenssi, S. A., & Limarino, C. O. (2020). Non-parametric statistics as a tool for provenance analysis in gravel deposits: Vinchina Formation (Miocene, Argentine) as a study case. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 27: 163-183.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Research, 40: 695-707.

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En Provenance of arenites: 333-361. Dordrecht: Springer Netherlands.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., ... & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94: 222-235.

Dickinson, W.R., & Rich, E.I. (1972). Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California. Geological Society of America Bulletin 83: 3007– 3024.

Dickinson, W. R., & Suczek, C.A. (1979). Plate tectonic and sandstone compositions. AAPG Bulletin 63: 2164-2182.

Dill, H. (1989). Facies and provenance analysis of Upper Carboniferous to Lower Permian fan sequences at a convergent plate margin, using phyllosilicates, heavy minerals and rock fragments (Erbendorf Trough, FRG). Sedimentary Geology, 61: 95-110.

Ding, J., Wu, Y., Tan, L., Fu, T., Du, S., Wen, Y., & Li, D. (2021). Trace and rare earth element evidence for the provenances of aeolian sands in the Mu Us Desert, NW China. Aeolian Research 50: 100683.

Dröllner, M., Barham, M., Kirkland, C. L., & Roberts, M. P. (2023). Older than they look: Cryptic recycled xenotime on detrital zircon. Geology 51: 768-772.

Drummond, S. E., & Stow, S. H. (1979). Hydraulic differentiation of heavy minerals, offshore Alabama and Mississippi. Geological Society of America Bulletin, 90: 1429-1457.

Fedo, C. M., Sircombe, K. N., & Rainbird, R. H. (2003). Detrital zircon analysis of the sedimentary record. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 277-303.

Ferree, R.A., Jordan, D.W., Kertes, R.S., Savage, K.M., & Potter, P.E. (1988) Sedimentation Seminar. Comparative petrographic maturity of river and beach sand, and origin of quartz arenites. Journal of Geological Education, 36: 79-87.

Fitzgerald, P. G., Malusà, M. G., & Muñoz, J. A. (2018). Detrital Thermochronology Using Conglomerates and Cobbles. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment, 295–314. doi:10.1007/978-3-319-89421-8_17.

Espejo, I. S., & Lopez-Gamundi, O. R. (1994). Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin; the El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. Journal of Sedimentary Research, 64: 8-16.

Filippov, A. N., Nechaev, V. P., & Ekimova, N. I. (2006). Clastic heavy mineral assemblages in Permian-Mesozoic accretionary cherty and siliceous-clayey complexes of Sikhote Alin. Lithology and Mineral Resources, 41: 230-249.

Finch, R. J., & Hanchar, J. M. (2003). Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 1-25.

Floyd, P., Shail, R., Leveridge, B., & Franke, W. (1991). Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. En Developments in Sedimentary Provenance Studies .En Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds), Geological Society of London, Special Publications, vol. 57:173–188.

Folk, R. L. (1974 - 1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company.

Franzinelli, E., & Potter, P. E. (1983). Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. The Journal of Geology: 23-39.

Frihy, O.E., Lotfy, M.F., & Komar, P. (1995). Spatial variations in heavy minerals and patterns of sediment sorting along the Nile delta, Egypt. Sedimentary Geology 97: 33–41.

Galehouse, J.S. (1971). Point counting. En Procedures in Sedimentary Petrology, editado por Carver, R.E. Wiley-Interscience: 385– 407. New York.

Garver, J.I., & Scott, T.J. (1995). Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. Geological Society American Bulletin, 107: 440–453.

Garzanti, E. (1986). Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, northern Italy). Journal of Sedimentary Research, 56: 267-275.

Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. Sedimentary Geology 336: 3-13.

Garzanti, E., & Andò, S. (2007a). Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands. Developments in Sedimentology, 58: 741-763.

Garzanti, E., & Andò, S. (2007b). Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. Developments in sedimentology, 58, 517-545.

Garzanti, E., Critelli, S., & Ingersoll, R. V. (1996). Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). Geological Society of America Bulletin, 108: 631-642.

Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., ... & Vezzoli, G. (2018). Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). Sedimentary Geology, 375: 86-104.

Garzanti, E., He, J., Barbarano, M., Resentini, A., Li, C., Yang, L., ... & Wang, H. (2021). Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-2. Sand petrology and heavy minerals. Chemical Geology, 564: 119997.

Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., & Lustrino, M. (2013). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. The Journal of Geology, 121: 547-580.

Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., & Villa, I. M. (2014). Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). Chemical Geology, 366: 61-74.

Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., & Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during long-distance littoral and eolian transport (coastal Namibia). Sedimentology 62: 971–996.

Gehrels, G. (2014). Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 42: 127-149.

Glorie, S., Gillespie, J., Simpson, A., Gilbert, S., Khudoley, A., Priyatkina, N., ... & Kirkland, C. L. (2022). Detrital apatite Lu–Hf and U–Pb geochronology applied to the southwestern Siberian margin. Terra Nova, 34: 201-209.

Griffiths, J.C. (1967). Scientific Method in Analysis of Sediments. McGraw-Hill, 508 páginas, New York.

Guo, R., Hu, X., Garzanti, E., Lai, W., Yan, B., & Mark, C. (2020). How faithfully do the geochronological and geochemical signatures of detrital zircon, titanite, rutile and monazite record magmatic and metamorphic events? A case study from the Himalaya and Tibet. Earth-Science Reviews, 201: 103082.

Haughton, P. D. W. (1988). A cryptic Caledonian flysch terrane. Journal of the Geological Society, London, 145, 685-703.

Haughton, P. D., Todd, S. P., & Morton, A. C. (1991). Sedimentary provenance studies. Geological Society, London, Special Publications, 57 (1), 1-11.

Harnois, L. (1988). The CIW index: a new chemical index of weathering. Sedimentary geology, 55: 319-322.

Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Research, 58: 820-829.

Hurst, A., & Morton, A. (2014). Provenance models: the role of sandstone mineral–chemical stratigraphy. Geological Society of London, Special Publications, 386: 7-26.

Ingersoll, R. V. (1990). Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. Geology, 18: 733-736.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Research, 54: 103-116.

Ingersoll, R. & Cavazza, W., 1991. Reconstruction of Oligo-Miocene volcaniclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. SEPM Special Publication 45: 227–236.

Ingersoll, R. V., Kretchmer, A. G., & Valles, P. K. (1993). The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. Sedimentology, 40: 937-953.

Ito, M., & Masuda, F. (1986). Detrital mode and size - distribution of the Late Pleistocene Paleo - Tokyo Bay sands, Japan. Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba, 13: 83-86.

Johnsson, M. J., Stallard, R. F., & Lundberg, N. (1991). Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. Geological Society of America Bulletin, 103: 1622-1647.

Joshi, K. B., Banerji, U. S., Dubey, C. P., & Oliveira, E. P. (2021). Heavy minerals in provenance studies: an overview. Arabian Journal of Geosciences, 14: 1-16.

Judd, J.W. (1886). Report on a series of specimens of the deposits of the Nile delta. Proceeding Royal Society, 39: 213–227.

Krogh, T. E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. Geochimica et Cosmochimica Acta 46: 631-635.

Kusiak, M. A., Kędzior, A., Paszkowski, M., Suzuki, K., González-Alvarez, I., Wajsprych, B., & Doktor, M. (2006). Provenance implications of Th–U–Pb electron microprobe ages from detrital monazite in the Carboniferous Upper Silesia Coal Basin, Poland. Lithos, 88: 56-71.

Lan, Z. (2022). Authigenic monazite and xenotime Pb-Pb/U-Pb dating of siliciclastic sedimentary rocks. Earth Science Reviews, 234: 104217.

Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., & Marenssi, S. A. (2010). Análisis del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 17(2): 113-132.

Limarino, C. O., & Giordano, S. R. (2016). Unraveling multiple provenance areas using sandstone petrofacies and geochemistry: An example in the southern flank of the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 66: 208-231.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98: 102480.

Ludwig, R. (1874). Geologische Bilder aus Italien. Bulletin Society Imprim. Nat. Mosc. 48: 42– 131.

Lundberg, N. (1991). Detrital record of the early Central American magmatic arc: Petrography of intraoceanic forearc sandstones, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Geological Society of America Bulletin, 103: 905-915.

Mack, G. H. (1981). Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fore-thrust belt of north Georgia. Journal of Sedimentary Research, 51: 1247-1258.

Mack, G. H., & Jerzykiewicz, T. (1989). Detrital modes of sand and sandstone derived from andesitic rocks as a paleoclimatic indicator. Sedimentary Geology, 65: 35-44.

Mack, G. H., Thomas, W. A., & Horsey, C. A. (1983). Composition of Carboniferous sandstones and tectonic framework of southern Appalachian-Ouachita orogen. Journal of Sedimentary Research, 53: 931-946.

Mackie, W. (1899a). The sands and sandstones of eastern Moray. Transactions Edinburgh Geological Society 7: 148– 172.

Mackie, W. (1899b). The feldspars present in sedimentary rocks as indicators of the conditions of contemporaneous climates. Transactions Edinburgh Geological Society 7: 443–468.

Mange, M. A., & Maurer, H. (2012). Heavy minerals in colour. Springer Science & Business Media, 147 paginas.

Marenssi, S.A., Santillana, S.N., Net, L.I., & Rinaldi, C.A. (1999a). Heavy mineral suites as provenance indicator: La Meseta Formation (Eocene), Antarctic Peninsula. Revista de la Asociación Sedimentológica Argentina, 5 (1998)1:9-19.

Marenssi, S.A., Santillana, S.N., & Rinaldi, C.A. (1999b). Origin of Eocene detrital garnets in the James Ross Basin, Antarctica. 8 International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Wellington, Nueva Zelanda, Julio 1999. Abstracts, 199.

Marenssi, S. A., Net, L. I., Caselli, A. T., Tripaldi, A., & Limarino, O. (2000). Discovery and interpretation of internal unconformities within the Vinchina Formation (Neogene), La Troya creek, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55: 414-418.

Marenssi, S. A., Net, L. I., & Santillana, S. N. (2002). Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. Sedimentary Geology, 150: 301-321.

Markevich, P. V., Malinovsky, A. I., Tuchkova, M. I., Sokolov, S. D., & Grigoryev, V. N. (2007). The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Caenozoic sedimentary basins. En the Continent-Pacific Ocean Transition Zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka regions (Russian Far East) and Western Pacific. Developments in sedimentology, 58: 789-822.

Marsaglia, K. M., & Carozzi, A. V. (1990). Depositional environment, sand provenance, and diagenesis of the Basal Salina Formation (lower Eocene), northwestern Peru. Journal of South American Earth Sciences, 3: 253-267.

Marsaglia, K. M., & Ingersoll, R. V. (1992). Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic-arc provenance. Geological Society of America Bulletin, 104: 1637-1649.

Maynard, J. B., Valloni, R., & Yu, H. S. (1982). Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. Geological Society, London, Special Publication 10: 551-561.

McAteer, C. A., Daly, J. S., Flowerdew, M. J., Connelly, J. N., Housh, T. B., & Whitehouse, M. J. (2010). Detrital zircon, detrital titanite and igneous clast U–Pb geochronology and basement–cover relationships of the Colonsay Group, SW Scotland: Laurentian provenance and correlation with the Neoproterozoic Dalradian Supergroup. Precambrian Research, 181: 21-42.

McLennan, S.M. (1993). Weathering and global denudation. Journal of Geology 101: 295–303.

McLennan S.M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2: 1021.

Mehrabi, H., Hajikazemi, E., Zamanzadeh, S. M., & Farhadi, V. (2024). Reservoir characterization of the Oligocene–Miocene siliciclastic sequences (Ghar Member of the Asmari Formation) in the northwestern Persian Gulf. Petroleum Science and Technology, 42: 3867-3892.

Middleton, G. V. (1960). Chemical composition of sandstones. Geological Society of America Bulletin, 71: 1011-1026.

Middleton, G.V. (1962). A multivariate statistical technique applied to the study of sandstone composition: Royal Society Canada Transactions,106: 119-126.

Mijnlieff, H. F., Reijers, T. J. A., Dronkert, H., Kouwe, W. P. F., Van De Bilt, G. P., Kelly, S. B., ... & Weltje, G. J. (1999). The petrographic description system of clastic sedimentary rocks: a proposal for standardised petrographic data storage. TNO Institute of Applied Geoscience, 31 páginas, Netherlands.

Milner, H.B. (1962). Sedimentary Petrography, 4th revised edition: vol. II. Principles and Applications. Allen and Unwin, 715 páginas, London.

Morley, C. K., & Arboit, F. (2019). Dating the onset of motion on the Sagaing fault: Evidence from detrital zircon and titanite U-Pb geochronology from the North Minwun Basin, Myanmar. Geology: 47: 581-585.

Morton, A. C., & Hallsworth, C. (1994). Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 90: 241-256.

Najman, Y. (2006). The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. Earth-Science Reviews, 74: 1-72.

Nechaev, V. P., & Isphording, W. C. (1993). Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments. Journal of Sedimentary Research, 63: 1110-1117.

Nesbitt, H.W., & Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299: 715–717.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., & Keays, R.R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. The Journal of Geology 104: 525–542.

Net, L. I., & Limarino, C. O. (2006). Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 22: 239-254.

Nocita, B. W. (1989). Sandstone petrology of the Archean Fig Tree Group, Barberton greenstone belt, South Africa: Tectonic implications. Geology, 17: 953-956.

Odom, I. E., Doe, T. W., & Dott, R. H. (1976). Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones. Journal of Sedimentary Research, 46: 862-870.

Okada, H. (1967). Composition and cementation of some Lower Palaeozoic grits in Wales. Mem. Faculty of Sciences, Kyushu University, Serie D Geology, XVIII: 261-276.

Okada, H. (1970). Classification of sandstone: analysis and proposal. The Journal of Geology, 79: 509-525.

O'Sullivan, G.J., Chew, D.M., & Samson, S.D. (2016). Detecting magma-poor orogens in the detrital record: Geology, v. 44: 871-874.

O'Sullivan, G.J., Chew, D.M., Morton, A.C., Mark, C., & Henrichs, I.A. (2018). An integrated apatite geochronology and geochemistry tool for sedimentary provenance analysis: Geochemistry Geophysics Geosystems, 19: 1309-1326.

O'Sullivan, G., Chew, D., Kenny, G., Henrichs, I., & Mulligan, D. (2020). The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. Earth-Science Reviews, 201: 103044.

Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. Geological Magazine, 107: 501-504.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987). Petrography of common sands and sandstones. En Sand and Sandstone: 139-213. Springer, New York, NY.

Pober, E., & Faupl, P. (1988). The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. Geologische Rundschau 77: 641–670.

Potter, P. E. (1986). South America and a few grains of sand: part 1: beach sands. The Journal of Geology, 94: 301-319.

Potter, P. E. (1994). Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. Geologische Rundschau, 83: 212-232.

Rasmussen, B. (2005). Radiometric dating of sedimentary rocks: the application of diagenetic xenotime geochronology. Earth-Science Reviews, 68: 197-243.

Reiche, P. (1943). Graphic representation of chemical weathering. Journal of Sedimentary Petrology, 13: 58-68.

Retgers, J.W. (1895). Uber die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands und über die Wichtigkeit von Flusz- und Meeressand-Untersuchungen im allgemeinen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1: 16–74.

Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1985). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a discussion. The Journal of Geology, 93: 81-84.

Roser, B.P., & Korsch, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO2 content and K2O/Na 2O ratio. Journal of Geology, 94: 635–650.

Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical geology, 67: 119-139.

Rubey, W. W. (1933). The size-distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. Journal of Sedimentary Petrology. 3: 3-29.

Rudnick, R.L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. En Treatise on Geochemistry vol. 3, editado por Holland, H.D., Turekian, K.K.. Elsevier-Pergamon: 1–64. Oxford.

Scasso, R.A., & Limarino, C.O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Pub. Esp. N°1: 259 páginas. Buenos Aires.

Schwab, F. L. (1981). Evolution of the western continental margin, French-Italian Alps: sandstone mineralogy as an index of plate tectonic setting. The Journal of Geology, 89: 349-368.

Sidgel, A., & Sakai, T. (2013). Petrography of Miocene Siwalik Group sandstones, Karnali River section, Nepal Himalaya: implications for source lithology and tectonic setting. Journal Nepal Geological Society 46: 95-110.

Singh, B. P. (2013). Evolution of the Paleogene succession of the western Himalayan foreland basin. Geoscience Frontiers, 4: 199-212.

Sláma, J., & Košler, J. (2012). Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13: 1-17.

Spalletti, L. A., Limarino, C. O. ,& Piñol, F. C. (2012). Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting. Journal of South American Earth Sciences, 36: 32-54.

Srivastava, S. K., & Kichu, A. M. (2022). Mineral assemblages and tectono-provenance of the Oligocene Barail sandstones in parts of Naga Hills of the Assam-Arakan Orogenic Belt, North-east India. Geological Journal, 57: 801-817.

Suttner, L. J., Basu, A., & Mack, G. H. (1981). Climate and the origin of quartz arenites. Journal of Sedimentary Research, 51: 1235-1246.

Suttner, L. J., & Dutta, P. K. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Research, 56: 329-345.

Taylor, S.R., & McLennan, S.M. (1985). The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 páginas, United States.

Thio-Henestrosa, S., & Comas, M. (2011). CoDaPack v. 2 User's guide. http://ima.udg.edu/CoDaPack

Valloni, R. (1985) Reading provenance from modern marine sands. En: Provenance of Arenites. Editado por Zuffa G.G.): 309-332. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.

Valloni, R., Lazzari, D., & Calzolari, M.A. (1991). Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis. En Developments in Sedimentary Provenance Studies, editado por Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. Geological Society of London Special Publication, 57: 125–136.

Varga, A., Szakmány, G., Árgyelán, T., Józsa, S., Raucsik, B., & Máthé, Z. (2007). Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary—Mineralogical, petrographic, and geochemical study. Geological Society of America, Special Paper 420: 1-20.

Verma, S. P., & Armstrong-Altrin, J. S. (2016). Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. Sedimentary geology, 332: 1-12.

Vogel, D.E. (1975). Precambrian weathering in acid metavolcanic rocks from the Superior Province. Villebon Township, southcentral Quebec. Canadian Journal Earth Sciences, 12: 2080-2085.

Von Eynatten, H., Barcelo-Vidal, C., & Pawlowsky-Glahn, V. (2003). Composition and discrimination of sandstones: a statistical evaluation of different analytical methods. Journal of Sedimentary Research, 73: 47-57.

Von Eynatten, H., & Gaupp, R. (1999). Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. Sedimentary Geology, 124: 81-111.

Weltje, G. J. (2002). Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. Earth-Science Reviews, 57: 211-253.

Weltje, G. J., Meijer, X. D., & De Boer, P. L. (1998). Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. Basin Research, 10: 129-153.

Weltje, G. J., & von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sedimentary Geology, 171: 1-11.

Zack, T., von Eynatten, H., & Kronz, A. (2004). Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. Sedimentary Geology, 171: 37-58.

Zuffa, G. G. (1980). Hybrid arenites; their composition and classification. Journal of Sedimentary Research, 50: 21-29.

Zuffa, G. G. (1985). Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En Provenance of arenites: 165-189). Dordrecht: Springer Netherlands.

Zuffa, G. G., Cibin, U., & Di Giulio, A. (1995). Arenite petrography in sequence stratigraphy. The Journal of Geology, 103: 451-459.

CAPÍTULO 16: PETROLOGÍA APLICADA AL ESTUDIO DE RESERVORIOS

- *Introducción*
- *Daño de formación*
- *Mecanismos involucrados en el daño de formación*
- *Índice de daño de formación*
- *Expansión de arcillas (swelling)*
- *Petrología aplicada al estudio integrado de la porosidad*
- *Compartimentación y heterogeneidad de reservorios*

INTRODUCCIÓN

La petrología sedimentaria es una herramienta muy útil para el desarrollo de reservorios, aunque su campo de estudio se desarrolla a nivel de microescala, sus resultados tienen significativa importancia durante los trabajos de manejo de reservorio, no sólo a nivel de perforación, sino también de yacimiento e incluso, en algunos casos, de extensión cuencal.

De los muchos aspectos que comprenden la petrología de yacimientos este capítulo se focaliza, a modo de ejemplo, en las siguientes problemáticas:

1. Daño de formación
2. Expansión de arcillas (*swelling*)
3. Estudio integrado de la porosidad
4. Compartimentación y heterogeneidad de reservorios

Estos tópicos serán tratados brevemente, intentando mostrar como la petrología puede contribuir en cada una de estas problemáticas.

DAÑO DE FORMACIÓN

El desarrollo de un reservorio implica normalmente modificaciones en las condiciones originales del sistema, que puede afectar tanto a la fase sólida (clastos, matriz y cementos), fluidos porales o a los espacios vacíos (poros). Las alteraciones sufridas pueden variar desde casi despreciables hasta altamente significativas, ya sea mejorando o, con mayor frecuencia, deteriorando los parámetros petrofísicos originales. En este punto es necesario introducir el concepto de "daño de formación", al que Civan (2007) definiera como un término genérico referido al deterioro de la permeabilidad de las formaciones petrolíferas por diversos procesos adversos. En un sentido más general, el término daño de formación podría ser también extendido al manejo de acuíferos.

Aunque el daño se produce sobre el reservorio, el término "daño de formación" es utilizado en desmedro de "daño del reservorio", básicamente por una cuestión de escala, ya que el daño se produce contiguo o en las cercanías del pozo y no se extiende al total del reservorio. Sin embargo, en los casos en que un gran número de pozos ha producido un daño significativo a un reservorio específico, el término daño de reservorio puede ser utilizado para destacar la disminución de las propiedades petrofísicas a escala de yacimiento.

Los daños pueden ser producidos por una multitud de factores que inicialmente pueden ser divididos en mecánicos (migración de finos, invasión de fangos, compactación de fragmentos dúctiles, etc.) o químicos (interacciones fluido-roca, cambios en mojabilidad de las arcillas, interacción entre fluidos inyectados y el agua de reservorio, hinchazón de arcillas, etc.). Bennion (1999) y Civan (2007) han efectuado excelentes síntesis de todos los procesos inherentes a ambos tipos de daños.

El efecto negativo del daño de formación ha sido tratado en varios trabajos clásicos, los que destacaron las importantes pérdidas económicas que provoca y las incertidumbres acerca de su origen, reversibilidad y evaluación. En este sentido, basta recordar el título del trabajo de Bennion (1999) *"Formation Damage-The Impairment of the Invisible, by the Inevitable and Uncontrollable, Resulting in an Indeterminate Reduction of the Unquantifiable!"* (véase también Porter, 1989 y Civan, 2007). A pesar de lo pesimista del título de la mencionada obra, los estudios petrológicos son fundamentales con el propósito de evitar, o al menos mitigar, los daños en reservorios arenosos, porque el efecto potencial de lo "invisible" puede ser determinado mediante una detallada observación en secciones delgadas, apoyadas por estudios en microscopio electrónico y análisis de rayos X (sobre todo para determinar la mineralogía de la matriz y los cementos arcillosos).

Tal como lo señalara Amaefule et al. (1987, 1993) el análisis de daños de formación requiere estudios multidisciplinarios que incluyen geólogos de reservorios, petrógrafos, ingenieros químicos y especialistas tanto en química inorgánica como orgánica. Nos referiremos en este capítulo específicamente a la contribución de la petrología sedimentaria en la evaluación de daños, con el objetivo de prevenir deterioros en el reservorio, ya sea debido a la migración, floculación o expansión de arcillas, a cambios en la mineralogía de cementos o pérdida de estabilidad estructural de las capas arenosas.

MECANISMOS INVOLUCRADOS EN EL DAÑO DE FORMACIÓN

La definición de un "índice de daño de formación (FDI)" se debe a Basan (1985) quien reconoció diez categorías de daños. Para entender el significado de la propuesta de Basan es necesario primeramente reconocer los cinco procesos principales (o la combinación de ellos) que producen el daño (Basan 1985): 1) Dispersión y migración de arcillas, 2) Migración de partículas, 3) Precipitación de minerales, 4) Expansión de la red cristalina de las arcillas y 5) Desagregación de la roca.

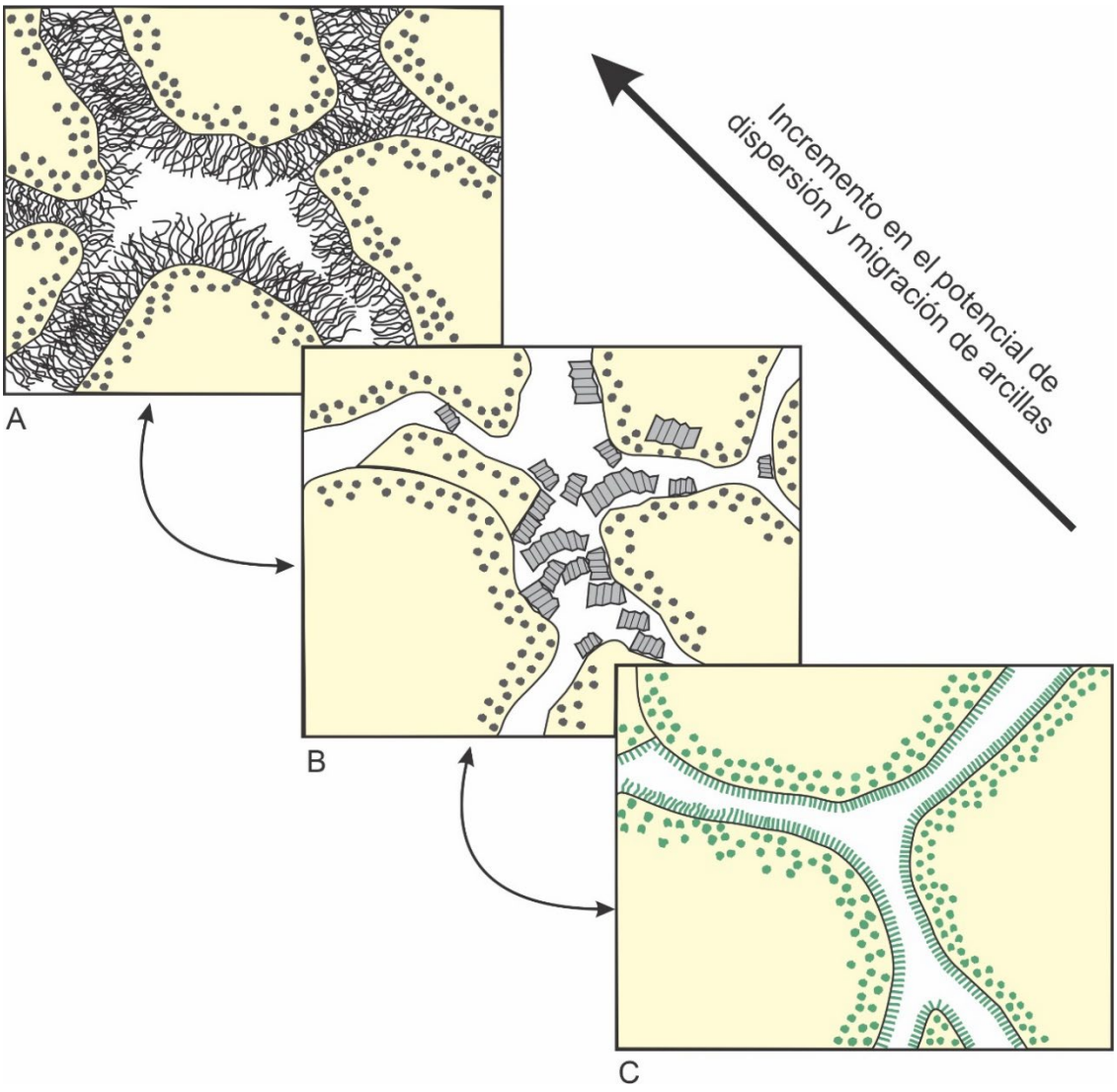
Es necesario distinguir a lo que Basan (1985) llama dispersión-migración de arcillas versus la migración de partículas. Para este autor la diferencia es genética, mientras que el primer tipo (dispersión y migración) resulta de una reacción electroquímica frecuentemente resultado de la inyección de fluidos al medio poral, la migración es más mecánica e inducida normalmente por la disolución de la masa aglutinante.

La dispersión y migración de arcillas es sin duda el proceso más importante y frecuente en daños de formación, especialmente en aquellos casos en que las areniscas muestran una proporción apreciable de material fino ya sea como cemento o matriz (Gkay y Rex, 1966; Basan, 1985; Civan, 2007; Wilson et al., 2014 a,b; Zeinijahromi et al., 2016). Uno de los principales mecanismos que desestabilizan las arcillas y favorecen la dispersión y migración es la inyección de agua durante las maniobras de recuperación secundaria. Si bien utilizar un fluido de similar pH y salinidad al agua de formación puede disminuir el riesgo de daño, el hecho de un flujo inducido a través de la red poral desplazándose a velocidades mucho mayores que las que podrían haberse registrado durante la diagénesis es siempre un factor que puede contribuir al daño. Complementariamente, es bien conocido el daño producido por la introducción de fangos dentro del pozo durante la perforación, aunque es deseable que el lodo se limite únicamente a la pared perforada, en la práctica pueden invadir parte de la arena, dependiendo de la porosidad y grado de fractura del reservorio, así como también de factores inherentes a las maniobras de perforación (por ejemplo, densidad del barro, presión, etc.).

Como bien señalara Basan (1985) la movilización de partículas a lo largo de la red poral no sólo comprende a minerales de arcillas, sino también otros tipos de fragmentos que incluyen partículas carbonáticas, no carbonáticas, materia orgánica descompuesta (mayormente restos de tejidos) e hidrocarburos sólidos (principalmente asfaltenos, bitumen y resinas, ocasionalmente asociados a pirita).

Sin embargo, es necesario aclarar que los minerales de arcilla son los que migran con mayor frecuencia, por lo que el petrógrafo debe prestar especial atención a su presencia, no sólo como matriz, sino también como cemento e incluso pseudomatriz relacionada a la alteración de algunos clastos (especialmente fragmentos líticos). No debe ser sólo evaluado el porcentaje de arcilla presente en la arenisca, sino también su composición mineralógica y la textura de los cristales, especialmente en lo relativo al grado de sujeción. En particular, hay minerales y formas cristalográficas en los agregados que hacen más propensos a algunas arcillas a migrar. La figura 16.1 muestra un orden frecuentemente observado de susceptibilidad de minerales arcillosos a la migración, en el que la illita es mucho más susceptible que la clorita como cemento de cobertura de clastos. Sin embargo, este orden no debe ser tomado como una regla general, sino más bien como una aproximación, ya que, por ejemplo, la textura y el ordenamiento de los cristales puede jugar un papel fundamental en la susceptibilidad de migración. Tomando como ejemplo la illita, es diferente si se encuentra formando delgados filamentos proyectándose hacia el interior de la red poral, dispuesta como puentes apoyada sobre las paredes de los clastos o formando interestratificados de illita-clorita como cemento de borde. El primer tipo de illita será más susceptible a la dislocación y migración, pudiendo acumularse y cerrar parcialmente los cuellos porales (Figs. 16.2 y 16.3).

Figura 16.1 (página siguiente). Susceptibilidad a la migración de algunos grupos de minerales de arcilla: A illita, B caolinita y C clorita. Nótese, sin embargo, que de acuerdo a lo explicado en el texto la textura y cristalinidad de las arcillas puede modificar el orden señalado, lo que pretende ser resaltado en las flechas de doble orientación marcadas en la figura.



En la caolinita, debe considerarse su grado de cristalinidad ya que en algunos casos se ha señalado que la caolinita vermiforme es algo más propensa a migrar que los agregados hexagonales blocosos que muestran mayor grado de cristalinidad. Sin embargo, esta aseveración puede cambiar según el yacimiento, por lo cual se necesita un análisis exhaustivo en cada reservorio.

Un caso por demás interesante es el de la clorita, esta arcilla es mostrada como la más estable en la figura 16.1, esto es especialmente válido en cementos de clorita de borde con baja superficie específica, pero su estabilidad parece disminuir cuando las láminas muestran alta superficie en relación a su volumen. Los cristales de clorita formando pseudomatriz en clastos altamente disueltos, pueden ser más propensos a la migración y perjudicar notablemente la permeabilidad de algunos reservorios.

Dos completos estudios sobre la importancia de la mineralogía en el daño de formación de reservorios del Mar del Norte fueron presentados por Wilson et al. (2014a, b). Como mostrado en estos trabajos la dislocación y dispersión de minerales de arcilla depende no sólo de su composición, sino también de su estructura y de la naturaleza de la superficie externa expuesta al fluido (Wilson et al., 2014a).

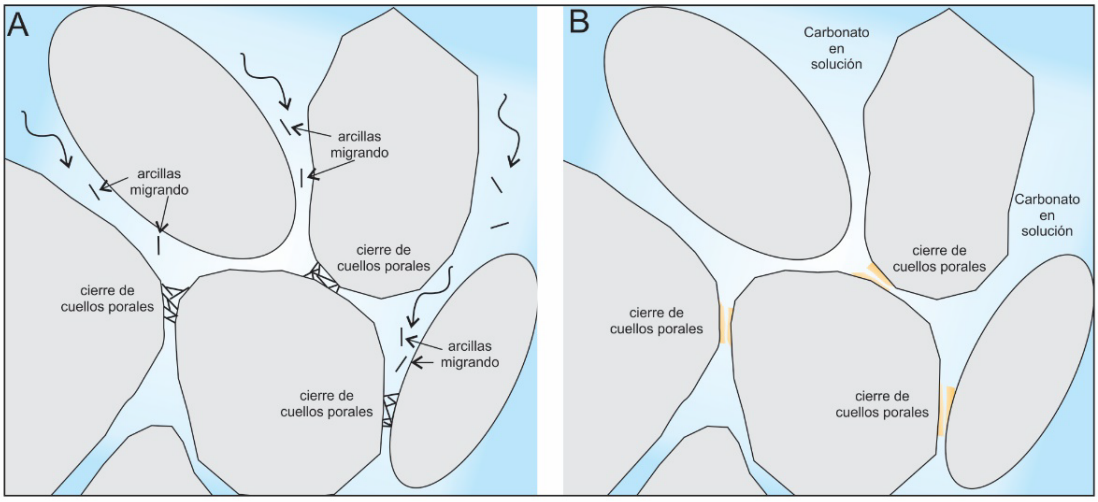


Figura 16.2. Representación del daño de reservorio producido por: A. Desestabilización y migración de arcillas que lleva al cierre parcial o casi total de cuellos porales; B. Precipitación de carbonato de calcio en zonas próximas a los cuellos luego de la introducción de aguas ácidas que reaccionan con un cemento carbonático.

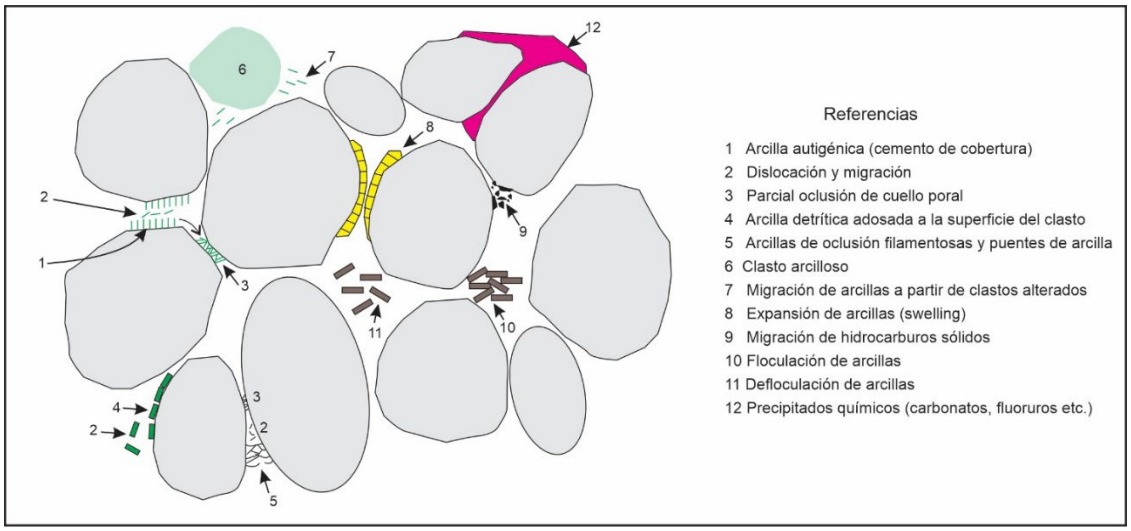


Figura 16.3. Diferentes situaciones vinculadas al daño de formación por dislocación y migración de arcillas, de hidrocarburos sólidos y precipitados químicos.

El tercer punto señalado por Basan (1985) se refiere a la precipitación de minerales, principalmente carbonatos, geles silíceos, fluoruro de calcio e hidróxidos de hierro. Estos compuestos pueden cerrar parcialmente cuellos porales e incluso parte de los poros mayores, provocando un grave perjuicio al yacimiento. La precipitación de estos minerales se debe, casi invariablemente, a la introducción de fluidos inapropiados durante el desarrollo del reservorio, especialmente en trabajos de recuperación secundaria y terciaria. Quizás el ejemplo más fácil de comprender es la introducción de fluidos con pH ácidos en areniscas con cementos o clastos carbonáticos (por ejemplo, calcita), en estos casos parte del carbonato es disuelto lo que a primera vista aumenta la porosidad. Sin embargo, la experiencia demuestra que, aunque con posterioridad se drene la arenisca con soluciones neutras, parte del carbonato reprecipitará sobre todo en cuellos porales, por lo

que, aunque teóricamente la porosidad total aumente, la efectiva será reducida, como así también la permeabilidad.

Un efecto complementario del ataque con soluciones a areniscas ricas en carbonatos se produce cuando la roca muestra proporciones apreciables de siderita (CO_3Fe) porque en este caso la liberación de hierro a la solución poral, generalmente como Fe^{2+}, será acompañada con frecuencia por precipitación de hidróxidos de hierro en cuellos porales.

Los efectos de la utilización de diferentes ácidos sobre la permeabilidad fueron examinados por un gran número de autores (Smith y Hendrickson, 1965; Gatewood et al., 1970; Hashem et al., 1999; Wang et al., 2020; Zhang y Zhengwei, 2020), síntesis del tema aparecen en los trabajos de Thomas et al. (1998, 2002) y Civan, (2007).

Algunas arcillas muestran alta tendencia al intercambio catiónico, el que puede producir expansión en su red cristalina y consecuentemente "swelling" ("hinchazón") de estos minerales, este fenómeno es particularmente común en las esmectitas y en algunos de sus interestratificados. En este sentido, el creciente uso de fluidos de perforación base de agua, en desmedro de los de base petróleo o sintéticos, son ambientalmente más aceptables, pero plantean de dificultad que favorecen la hidratación y el hinchamiento de arcillas expandibles (Anderson et al., 2010). Los mecanismos (cristalino versus osmótico), los cationes que producen con mayor frecuencia el *swelling* y el daño de formación resultante serán discutidos en la próxima sección.

Finalmente, la pérdida de estabilidad estructural de la roca en inmediaciones del pozo puede producir serios daños de formación originando marcadas disminuciones de permeabilidad en la zona crítica (Basan, 1985). La pérdida de consolidación y la formación de "cavernas" contiguas al pozo resultan, por lo general, de rocas poco consolidadas, o muy fracturadas, y con frecuencia valores de pH muy ácidos o excesivamente básicos. Un ejemplo del primer caso resulta de la disolución de cemento de calcita, dolomita o siderita por aguas ácidas, mientras que en el escenario de pH sumamente elevados, la dislocación de algunas arcillas (por ejemplo, caolinita) ha sido reportada asociada a la pérdida de estabilidad de la roca.

Halim et al. (2021) han resumido los principales tipos y mecanismos de daño de formación durante las operaciones de perforación en reservorios arenosos (Tabla 16.1).

Todo lo hasta aquí señalado muestra la importancia de un estudio petrográfico exhaustivo, en el que se debe informar la composición de la arenisca a fin de evitar daños de formación que por lo general resultan irreversibles.

ÍNDICE DE DAÑO DE FORMACIÓN

Como se ha señalado previamente, Basan (1985) propuso un índice de daño de formación para areniscas que incluyen variables proporciones de minerales de arcilla. Es más que aconsejable que antes de realizar maniobras orientadas a mejorar la permeabilidad de los reservorios, o de recuperación secundaria, se cuente con estudios petrológicos que permitan evaluar la vulnerabilidad del reservorio. El esquema sugerido por este autor aparece esquematizado en la figura 16.4. Los números, que indican una tendencia creciente hacia el daño, representan un modelo de condición de formación que se basa en diez litologías de yacimientos genéricos.

TIPO DE DAÑO DE FORMACIÓN	MECANISMO	FACTOR DETERMINANTE	EFECTO RESULTANTE
MECÁNICA	Migración de finos	Caudal del flujo / pH	Oclusión de cuellos porales
	Material coloidal + invasión de fluido	Diferencial de presión	Costras de filtración obstruyen poros
	Retención de una fase (agua, gas o petróleo) en el sistema poral	Inmiscibilidad	Permeabilidad relativa desfavorable
	Deformación por tensión	Debilitamiento de la fábrica clástica	Alteración de la red poral y eventualmente de la superficie de algunos minerales
QUÍMICA	*Swelling* de arcillas	Salinidad	Expansión de arcillas sobre todo dentro de microporos
	Dispersión y floculación de minerales de arcilla/precipitación de sales	pH y alta salinidad	Reducción de la porosidad
BIOLÓGICA	Crecimiento y dispersión de microbios y bacterias	Baja porosidad y tipo de hidrocarburo	Cierre "biológico" de cuellos porales
TERMAL	Descomposición térmica del petróleo	Temperaturas superiores a los 200 °C	Incremento en la reactividad de arcillas: expansión, floculación y defloculación

Tabla 16.1. Principales tipos y mecanismos de daño de formación durante las operaciones de perforación en reservorios arenosos. Modificado de Halim et al. (2021).

El FD1 corresponde a rocas bien consolidadas con valores bajos de arcilla (por lo general menor al 5%), en este caso la arcilla se encuentra relativamente protegida de los fluidos formando parte de la matriz. En el caso del FD2 la roca sigue siendo bien compacta, pero incrementa la proporción de arcilla (alrededor o superior al 15%), distribuida ya sea formando masas de finas láminas o dentro de clastos. Si bien la cantidad de arcilla se ha incrementado fuertemente con respecto a FD1 el riesgo de daño aumenta solo ligeramente. Desde el punto de vista del contenido de arcilla, FD3 corresponde a una situación intermedia entre los dos casos anteriores pues los minerales de grano fino se presentan en un 10% o menos, la principal diferencia estriba en que la arcilla aparece como reemplazo de granos o bien como relleno de poros. FD4 incluye a aquellos casos en los que la arcilla no es el principal componente controlando el daño de formación, sino partículas de origen orgánico como hidrocarburos sólidos, fragmentos de tejidos o material carbonoso. Las areniscas bien consolidadas y con moderada cantidad de material fino (entre 10% y 15%) que presentan masas de arcillas incluidas en cementos solubles (principalmente carbonatos, yeso) son incluidas en el FD5.

El FD6 corresponde a areniscas bien induradas con bajo porcentaje de arcillas autigénicas (menor a 10%), las que se encuentran dispuestas como cementos anexados a los bordes de los clastos y ocupando parte del espacio poral. En este caso, la arcilla está en contacto con los fluidos circulantes, lo que aumenta su potencial de daño cuando son dislocadas y transportadas a los cuellos porales.

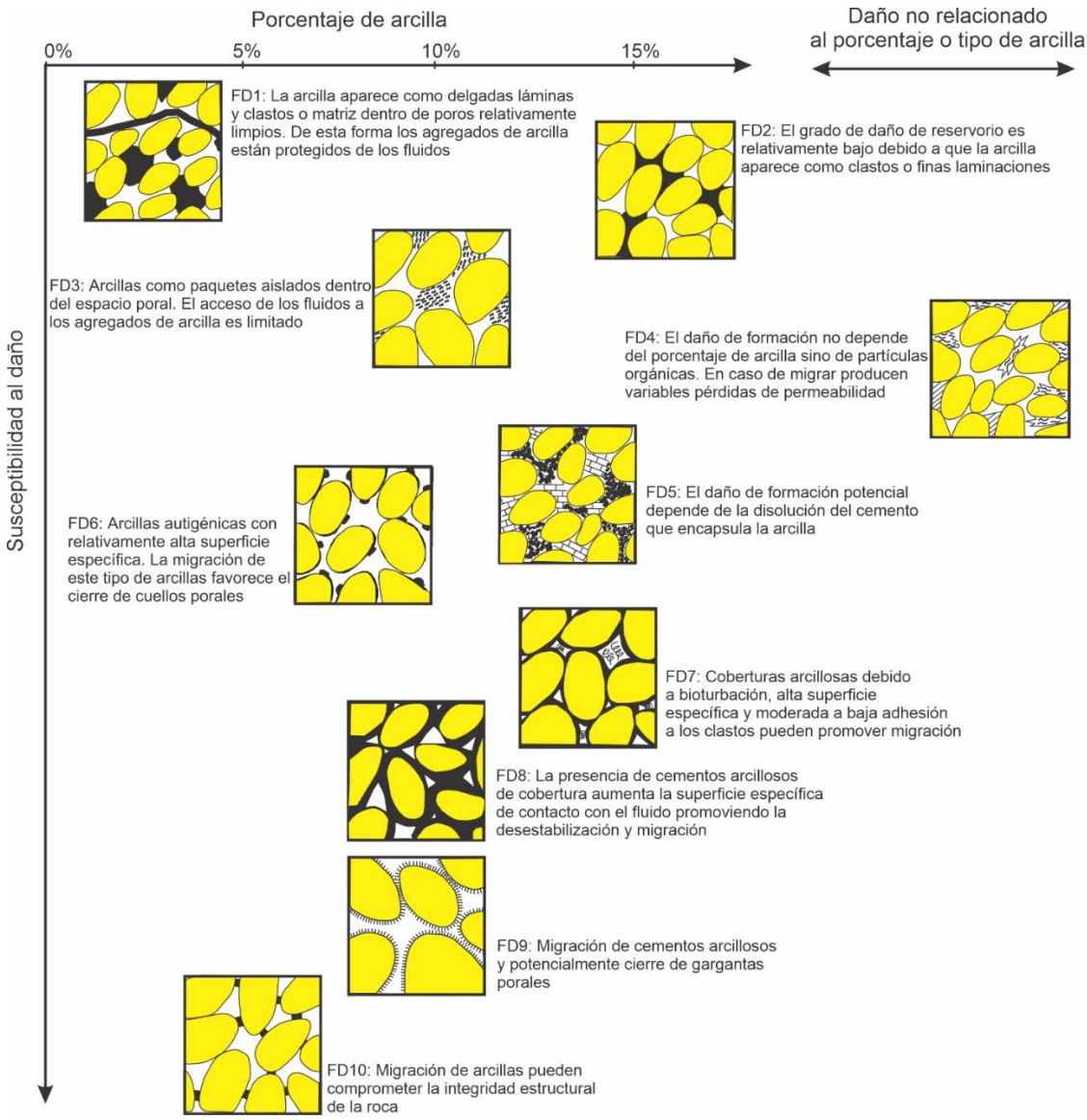


Figura 16.4. Representación esquemática de los índices de daño de formación. Compilado y modificado de Basan (1985).

FD7 incluye a areniscas con claras evidencias de bioturbación y moderado a alto porcentaje de arcilla, es frecuente en estos casos que las arcillas hayan sido dispuestas como cobertura de granos aplastadas mecánicamente por efecto de la bioturbación. De similares características, FD8 reúne a areniscas con clastos revestidos de cementos arcillosos, comúnmente de alta superficie específica, que aumentan considerablemente el área de contacto entre la arcilla y el fluido. Si bien Basan (1985) asignó a FD8 un elevado índice de daño de formación, la susceptibilidad de las arcillas a migrar depende fuertemente de la composición de las mismas, siendo por lo general más estables las cloritas y más fáciles de ser dislocadas la illita y algunos interestratificados illita-esmectita. El FD9 incluye a areniscas con alto porcentaje de arcillas que producen frecuentemente fábricas cemento- o matriz-soportadas; en la concepción de Basan (1985) la mayor parte de la arcilla es autigénica y su dislocación y migración no sólo puede reducir la permeabilidad, sino en casos extremos, dañar la estabilidad estructural de la arenisca. Finalmente, el FD10 corresponde a areniscas semiconsolidadas o a capas

arenosas que han sufrido extrema disolución diagenética y, por lo tanto, resultan muy poco consolidadas. En estos casos, la integridad estructural de la roca depende de cementos débiles, dispuestos en contactos puntuales clasto-cemento-clasto, si se produce la remoción de estos cementos las partículas migran a lo largo de la red poral y, en casos extremos, la integridad de la roca puede comprometerse.

Recientemente, se han ideado métodos alternativos para la estimación y reducción del daño de formación, algunos de ellos utilizando análisis de imágenes petrográficas, de microscopio electrónico de barrido, tomografías computadas o microemulsiones (Cai et al., 2010; Yang et al., 2019; Dong et al., 2019).

La Tabla 16.2 resume los principales tipos de daños para los diferentes minerales de arcilla, aparezcan éstos como cemento, matriz o formando clastos.

Mineral de Arcilla	Morfología / Superficie Específica	Daños de Formación
Caolinita	Desde vermiforme hasta agregados en láminas apiladas y acordeonados 20 m^2/g	Dislocación, migración y cierre de cuellos porales causando importantes pérdidas de permeabilidad. Pueden ser muy reactivas a soluciones de alto Ph
Clorita	Laminas dispuestas paralelas o perpendiculares a los clastos, también formas arrepolladas y en panal 100 m^2/g	Extremadamente sensible an medio ácido. Su disolución promueve la formación de geles de sílice y $Fe(OH)_3$ que obliteran los cuellos porales
Illita	Desde cristales irregulares a granulares, frecuentemente aciculares, en ocasiones formando "puentes" entre clastos 100 m^2/g	Con frecuencia baja sujeción de cristales aciculares, desestabilización y migración con cierre de poros y cuellos porales. Puede producir importante pérdida de permeabilidad
Esmectita (montmorillonita)	Desde laminas irregulares a agregados en panal de abeja 700 m^2/g	Muy sensitivo al intercambio catiónico y a la hidratación de iones monovalentes. Produce expansión de cristales que cierran la micro y criptoporosidad
Interestratificados	Variable según el tipo de interestratificado 100 - 700 m^2/g	Según el tipo de interestratificado puede incluir desde dislocación y migración de láminas hasta ligero a moderado swelling

Tabla 16.2. Síntesis de los principales tipos de daños de formación producidos por distintos minerales de arcilla.

EXPANSIÓN DE ARCILLAS (SWELLING)

La importancia de la expansión de arcillas, también referida en la industria con el vocablo inglés "*swelling*" o informalmente hinchazón de arcilla, es variable, ya que en algunos casos es uno de los principales motivos de daño de formación, y en otros reservorios es irrelevante. Ello es así porque como se ha visto en el Capítulo 12 no todas las arcillas son expandibles y, de hecho, son las esmectitas y sus interestratificados las más relevantes como precursoras de daño de formación.

Dentro del grupo de las esmectitas no todas tienen el mismo coeficiente de expansión ni similar frecuencia como mineral autigénico en areniscas. Por ejemplo, la montmorillonita es una esmectita común con una capacidad de expansión de entre 15 y 30 ml/2g, lo que en muchos casos equivale a un hinchamiento máximo de entre un 200% y 600% de su volumen inicial, siguen en importancia la beidellita y la saponita (ambos con expansiones similares de entre 10 a 20 ml/2g). A los valores señalados debe sumarse

la hectorita, la que si bien es sumamente expandible (20 a 40 ml/2g) no es frecuente como mineral autigénico en areniscas.

Existen otras arcillas expandibles, aunque el grado de *swelling* es sensiblemente menor; por ejemplo, la vermiculita cuya tasa de expansión varía entre 5 y 15 ml/2g y algunas cloritas cuando la capa de brucita presenta defectos estructurales, existe parcial sustitución de Fe^{3+} o bien forma interestratificados de clorita/esmectita. De cualquier forma, aún en el caso de que la clorita sea expandible rara vez supera los 5 ml/2g.

Es necesario tener en cuenta que los valores de expansión hasta aquí señalados deberían considerarse cambios máximos de volumen, ya que han sido obtenidos en ensayos de laboratorio, por lo general en condiciones de presión y temperatura normales, sometiendo a los minerales a diferentes tipos de soluciones. Durante el soterramiento es probable que las condiciones iónicas del medio, las concentraciones de iones intercambiables, el pH y sobre todo la presión de confinamiento limiten sensiblemente los altos valores de expansión arriba citados. De cualquier forma, un incremento de sólo un 10% de volumen de la arcilla puede causar daños de formación considerables.

Una pregunta básica es ¿por qué se produce la expansión de las esmectitas?. En el Capítulo 12 hemos visto que estas arcillas están compuestas estructuralmente por una capa octaédrica intercalada entre dos capas tetraédricas. Esta configuración permite que la incorporación de Na^+, K^+, Ca^{2+} y eventualmente Mg^{2+} (como cationes de intercapa), junto a moléculas de agua regulen la expandibilidad de este grupo de arcillas. En el caso de las esmectitas, la expansión está directamente relacionada a la carga negativa en la capa 2:1 que es compensada por los cationes arriba citados (Wilson et al., 2014a y b, Fig. 16.5).

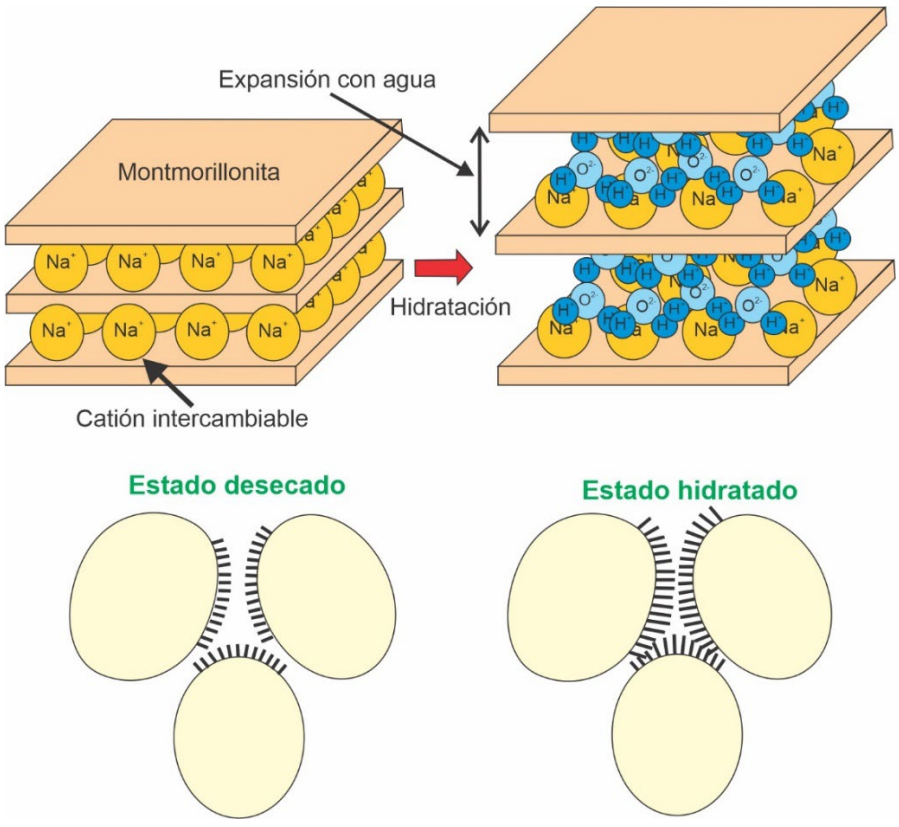


Figura 16.5. Esquema representando la hidratación de montmorillonita sódica (A) y su efecto sobre la porosidad y permeabilidad (B). Modificado y ampliado de Ichikawa y Sato (2024).

Por su composición, las esmectitas son divididas en dioctaédricas y trioctaédricas, las primeras incluyen a la montmorillonita y la beidellita, minerales autigénicos comunes en areniscas. Por el contrario, las esmectitas trioctaédricas (stevensita, hectorita y saponita) son menos frecuentes como cementos o reemplazos, pero la capacidad de expansión de algunas de ellas es notable (por ejemplo, la hectorita).

En el caso particular de la montmorillonita es crucial tener en cuenta que existen dos tipos de hinchamiento que dependen, por un lado, del catión intercambiable y, por el otro, de la concentración de la sal en contacto con la arcilla. Para la expansión producida por el primer tipo se utiliza comúnmente el término "*crystalline swelling*" (hinchamiento o expansión cristalina) y para el segundo "*osmotic swelling*" (hinchamiento o expansión osmótica, véase Norrish, 1954). En el caso del hinchamiento cristalino, el espacio de intercapa es ocupado principalmente por cationes divalentes como Ca^{2+} y Mg^{2+}, cuando ello ocurre la esmectita suele presentar un espaciamiento basal más o menos constante de hasta 15 Å, pero curiosamente se expande hasta 19-20 Å cuando se sumerge en una solución salina (MacEwan y Wilson, 1980).

El hinchamiento osmótico, a diferencia del cristalino, se asocia a cationes monovalente más pequeños como el Na^{+} y el Li^{+} que ocupan posiciones de intercapa, en estas circunstancias se producen expansiones notablemente mayores de varias decenas de Å (Wilson et al., 2014a). Aparentemente, el hinchamiento osmótico comienza a partir de iones monovalentes (principalmente Na^{+}), aportados desde las soluciones porales dispuestas entre los cristales de esmectita (micro y mesoporos).

La figura 16.6 esquematiza las diferencias principales entre los dos tipos de expansión de arcillas. La expansión cristalina aparece en la parte A de la figura, donde se supone una arcilla no hidratada (en el ejemplo una esmectita) con cationes divalentes como el Ca^{2+} y el Mg^{2+}, en este caso el espacio de intercapa es de alrededor de 0,96 nm. La sucesiva incorporación de moléculas de agua produce un paulatino hinchamiento que puede llegar a alcanzar algo más de 1,52 nm con una relación H_2O/iones divalentes superior a 20.

El ejemplo de la expansión osmótica aparece en la parte B de la figura 16.6, como allí puede verse la incorporación de cationes de Na^{+} aumenta las fuerzas de repulsión, favoreciendo un hinchamiento de mayor magnitud (véase también figura 16.7).

Resulta entonces evidente que el hinchamiento de las esmectitas, como de cualquier otro grupo de arcillas, es controlado no sólo por la estructura cristalina sino también por la composición de la solución acuosa con la que está en contacto (Zhou et al., 1996; Mohan et al., 1999, Wilson et al., 2014a). Es así como magnitud del *swelling* radica en el tipo de catión involucrado en el agua poral,. La mayor expansión en el caso del Na^{+} resulta de su capacidad de formar una doble capa eléctrica más difusa (expresada en la *Double-Layer Theory*) que conlleva a una mayor repulsión electrostática entre láminas, en comparación con lo que ocurre en el caso del Ca^{2+} y el Mg^{2+}.

La teoría de la doble capa eléctrica (*Double-Layer Theory*) permite entender la distribución de las fuerzas de repulsión y atracción en el umbral entre una lámina de esmectita y la solución poral. Estos tipos de fuerzas resultan de interacciones electrostáticas, la hidratación de los iones intercambiables y la orientación de los dipolos de agua. La figura 16.7 esquematiza la relación entre las diferentes fuerzas.

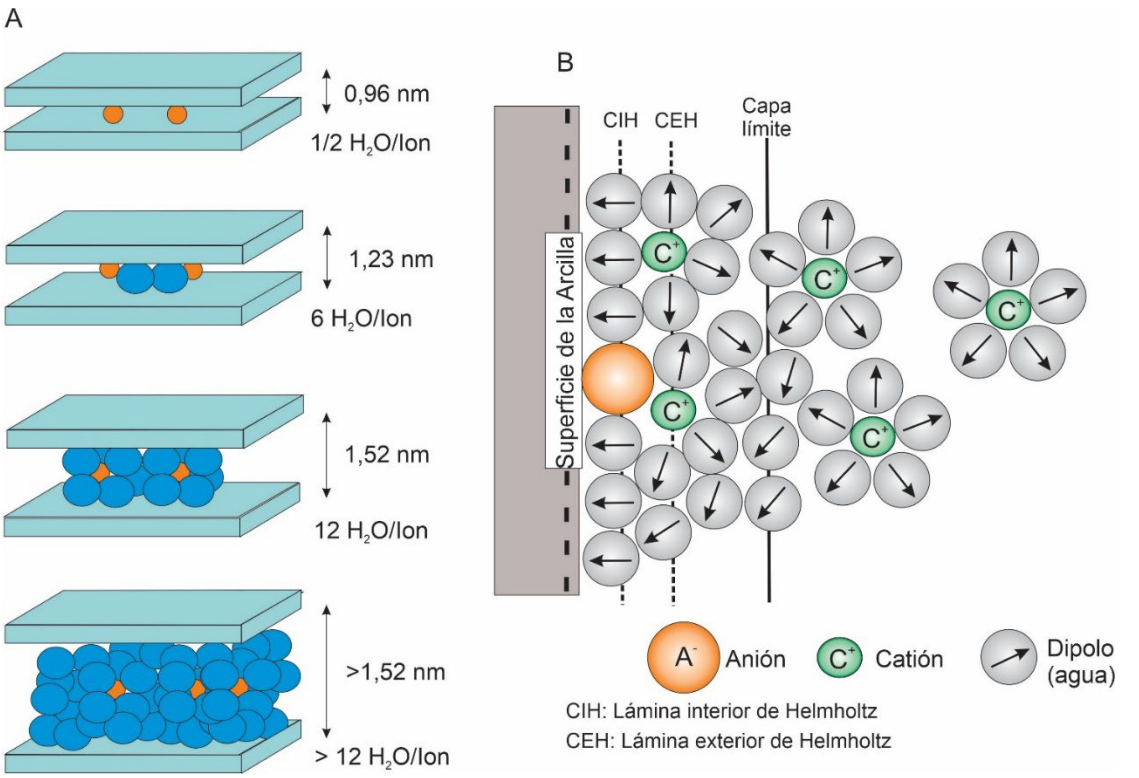


Figura 16.6. Diferencia entre la expansión cristalina y la osmótica en las arcillas: A, incremento en la hinchazón de la esmectita como resultado del aumento de hidratación (círculos azules) asociada a iones divalentes (círculos naranjas); B. Ejemplo de la expansión osmótica mayormente desarrollada a partir de cationes monovalentes, nótese que en la superficie que separa la lámina de arcilla de la solución poral se produce una zona de repulsión electrostática que tiende a incrementar la hinchazón entre láminas de arcilla. Para ver la relación entre las fuerzas de repulsión y atracción véase figura 16.7. Compilado y modificado de Madsen y Muller-Vonmoos (1988) y Ruedrich et al. (2011).

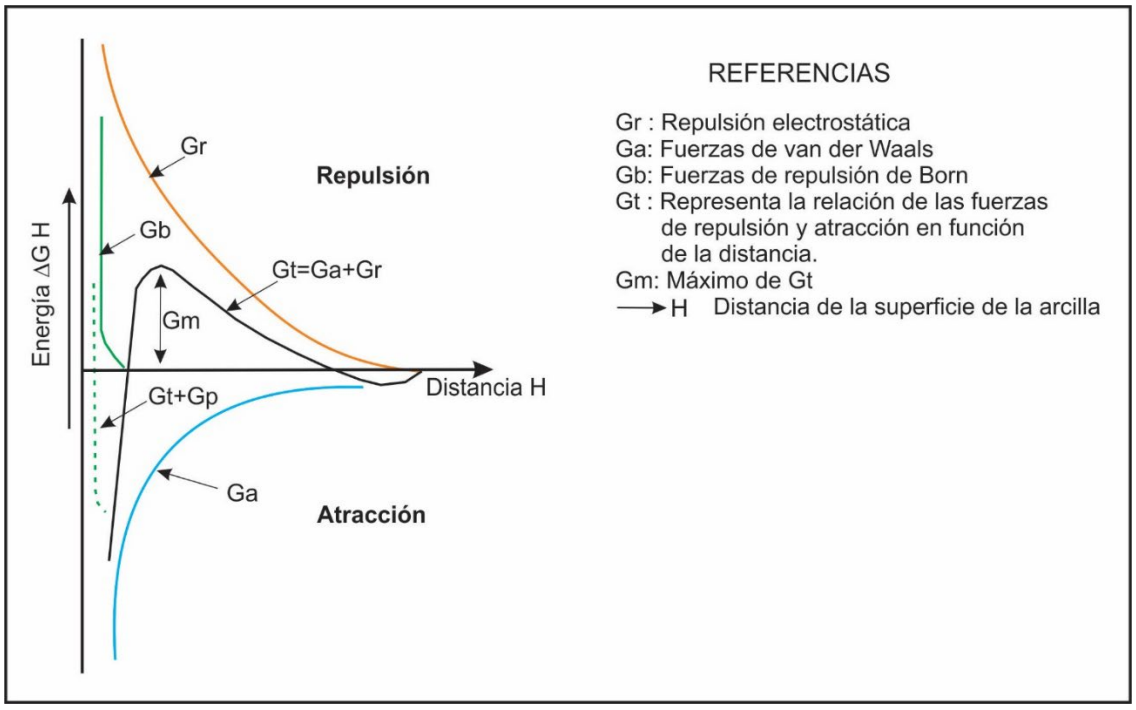


Figura 16.7 (página anterior). Interacción entre las diferentes fuerzas que, en el caso de las esmectitas, controlan los sistemas coloidales, nótese como la magnitud las fuerzas de repulsión disminuyen al alejarnos del clasto, aumentando progresivamente las de atracción. Modificado de Lagaly et al. (1997) y Ruedrich et al. (2011).

La capacidad de hinchazón de las arcillas expandibes depende en gran medida de la tendencia de hidratación de los diferentes cationes intercambiables entre la solución poral y el espacio de intercapa. En el caso de la montmorillonita, los cationes intercambiables son monovalentes y de acuerdo con su capacidad de adsorción el orden de mayor a menor es Li^+, Na^+, K^+, Rb^+ y Cs^+. Nótese que cuando más grande es el catión menor es su capacidad de adsorción. Dentro de la serie citada, el Na^+ ocupa el centro de la escena porque, aunque el Li^+ muestra una mayor capacidad de adsorción, el Na^+ es mucho más abundante en las aguas porales y su capacidad para formar láminas de estructuras hidratadas no difiere sustancialmente del Li^+. Por el contrario, el K^+, al menos en el caso de la montmorillonita, muestra una mucho menor capacidad para el desarrollo de láminas hidratadas que promuevan el *swelling* (Boek et al., 1995; Chávez-Páez et al., 2001; Anderson et al., 2010).

Una mejor comprensión de los mecanismos de intercambio de cationes, hinchamiento de arcillas y el rol del K^+, actuando como inhibidor de la expansión en esmectitas, se ha alcanzado mediante el modelado molecular Monte Carlo y modelos de inteligencia artificial (Boek et al., 1995; Hensen y Smit, 2002; Anderson et al., 2010; Jalal et al., 2021). Estos estudios han demostrado que a nivel nanométrico debe tenerse en cuenta la orientación en los dipolos del agua, su relación con los cationes en la solución poral y la interacción con la superficie de la arcilla. Una excelente descripción fue presentada por Anderson et al. (2010) quienes resaltaron que cuando los niveles de hidratación son muy bajos las moléculas de agua tienden a comprimirse hasta configurar una disposición coplanar con las superficies de la arcilla. En este caso se maximiza el área de contacto con la arcilla y minimiza la energía de interacción. Esta disposición podría explicar las dificultades experimentales para eliminar todas las moléculas de agua contenidas en la arcilla durante la deshidratación. A medida que la hidratación se incrementa, se produce una rotación gradual de los dipolos hasta que los vectores O–H de al menos la mitad de las moléculas de agua se alinean perpendicularmente a las superficies de la arcilla, en esta situación se forman enlaces de hidrógeno con los átomos de oxígeno de la superficie de las arcillas (Anderson et al., 2010). Sin embargo, debe tenerse en cuenta que esta última condición sólo se alcanza cuando se ha formado una hidratación en dos capas (Chang et al. (1995).

En el estado de hidratación en dos capas, las moléculas de agua se disponen de manera de establecer un enlace de hidrógeno con la superficie de la arcilla y otro con una molécula de agua vecina. Llegados a este punto los iones monovalentes muestran distintos comportamientos, por un lado, el Li^+ y Na^+ parecen migrar lejos de la superficie de la arcilla y tienden a hidratarse completamente, mientras que el K^+, de mayor tamaño, muestra mucho menor grado de hidratación y migra hacia la superficie de la arcilla saturando su carga (Boek et al., 1995; Anderson et al., 2010). En esta circunstancia, el K^+ compensa más efectivamente las cargas negativas de las capas de arcilla, reduciendo significativamente la capacidad de expansión. Por lo tanto, el K^+ reduce el daño de formación por *swelling*, en comparación con lo que ocurre en los iones más pequeños y

mejor hidratados como el Li^+ y el Na^+, donde el régimen osmótico es más favorable desde el punto de vista energético (Tambach et al., 2004; Anderson et al., 2010).

La comparación de la expansión mostrada por esmectitas sódicas y cálcicas presenta algunos interesantes puntos de análisis, ya que el Na^+ y el Ca^{2+} no difieren significativamente en su radio iónico, aunque si en su carga, siendo mayor el potencial iónico del Ca^{2+} que el del Na^+. En general, las esmectitas cálcicas presentan mucho menor expandibilidad que las sódicas, ello es debido a que el Ca^{2+} en la montmorillonita muestra menor hidratación con el aumento del contenido de agua, en comparación con Na^+ y K^+. Es así como una proporción significativa de los cationes Ca^{2+} permanece completamente hidratados y fijos en el plano medio de la interlámina (Anderson et al., 2010).

En lo que respecta a la variación de la expansión de arcillas con la profundidad parece haber suficientes evidencias para sugerir una progresiva disminución del hinchamiento con la profundidad, acompañada por deshidratación y eventualmente transferencia de agua y cationes intercambiables a la solución poral.

Existen un gran número de técnicas para calcular el hinchamiento de arcillas expandibles, las que fueron divididas por Anderson et al. (2010) en dos grupos principales: 1) Las basadas en mediciones macroscópicas (principalmente volumen aparente y contenido de agua) y 2) Aquellas que miden propiedades microscópicas (principalmente separación entre capas a partir de estudios de rayos X). Una síntesis de las diferentes técnicas empleadas es mostrada en la tabla 16.3.

TÉCNICA	COMENTARIOS	EJEMPLOS
Difracción de rayos X	Uno de los métodos más tradicionalmente utilizados y de gran eficacia	Mooney et al. (1952) Amorim et al. (2007) Harjupatana et al. (2022)
Medida de incremento de volumen	Un método rudimentario, en ocasiones empleado en estudios de suelos. Da como resultado un índice de expansión	Besq et al. (2003) Christidis et al. (2006)
Análisis Termo-gravimétricos (TGA)	Uno de los principales problemas de este método es la fugacidad del agua, que en ocasiones dificulta la obtención de valores exactos para la expansión de arcillas	Guggenheimy y Van Groos (2001) Díaz-Pérez et al. (2007)
Dispersión de neutrones de ángulo pequeño (SANS)	Este método se utiliza por lo general como complemento de los estudios de difracción de rayos X para lograr mayor precisión sobre aspectos específicos a escala submicroscópica	Smalley (2006) Hammouda (2008) Anderson et al. (2010)
Espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier (FTIR)	Este método se ha utilizado para una rápida y generalmente cualitativa, identificación de minerales de arcilla. Procedimientos indirectos para determinar el grado de hidratación han sido propuestos para una aproximación de los valores de hinchamiento de arcillas	Madejova et al. (2002) Katti y Katti (2006)

Tabla 16.3. Algunos de los métodos para estimar el hinchamiento de arcillas expandibles.

El daño de formación producido por esmectitas expandibles en reservorios arenosos sometidos a distintos tipos de salmueras fue analizado por diferentes autores (Azari y

Leimkuhler, 1990; Mohan et al., 1999; Nasralla y Nasr-El-Din, 2014; Ghasemi et al., 2019a y b, entre otros). La figura 16.8, ligeramente modificada de Mohan et al. (1999), corresponde a una serie de experimentos de laboratorio que muestran la pérdida de permeabilidad en función del *swelling* cristalino por intercambio catiónico entre soluciones 1 y 0,5 M de ClK y ClNa (Fig. 16.8A). Es interesante notar que en este gráfico el K^+ produce menor reducción en la permeabilidad que el Na^+ debido a la mayor capacidad de este último de promover la hinchazón de arcillas expandibles.

Paralelamente, la figura 16.8B analiza el efecto de distintos cationes a una concentración 1M, nótese que manteniendo constante esta concentración se evita cualquier transición al régimen de hinchamiento osmótico (Mohan et al., 1999). Como era de esperar el efecto negativo sobre la permeabilidad se incrementa desde los cationes monovalentes a divalentes, además la presencia de Cs^+, NH^{4+} y K^+ mantiene valores de permeabilidad semejantes al original, pero decae bruscamente con la introducción de Na^+ y aproximadamente se estabiliza en los casos del Li^+, Ca^{2+} y Mg^{2+}.

Los experimentos de Mohan et al. (1999) demuestran el comportamiento inverso del *swelling* cristalino y osmótico en relación con salmueras comunes. En el caso del hinchamiento cristalino el espaciamiento basal aumenta gradualmente a medida que disminuye la concentración de sal (por ejemplo, para el sodio y el litio), mientras que en el régimen osmótico el espaciamiento aumenta continuamente a medida que disminuye la concentración de sal (Mohan et al., 1999).

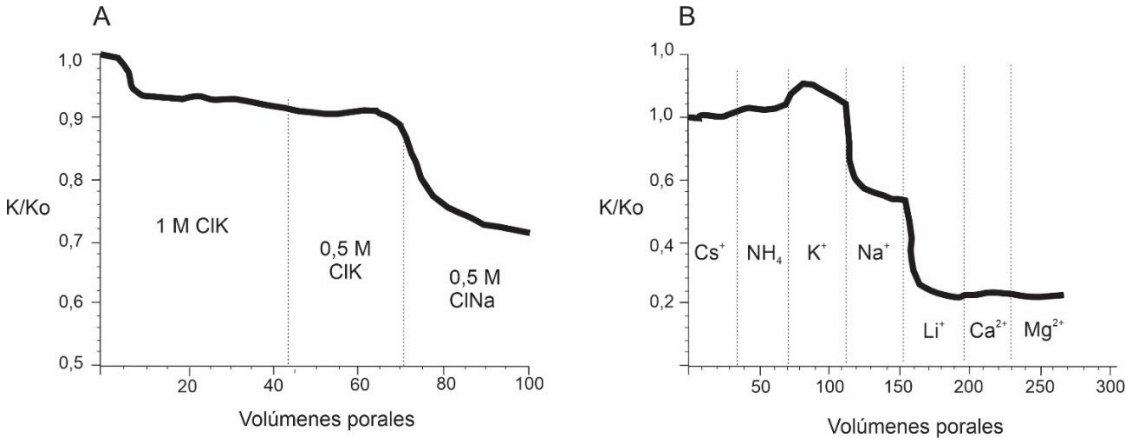


Figura 16.8. Variación de la permeabilidad a distintas concentraciones salinas y con diferentes cationes. Ko representa la permeabilidad inicial y K la permeabilidad medida a diferentes saturaciones del volumen poral. Compilado y ligeramente modificado de Mohan et al. (1999).

Debido al efecto negativo de la expansión de arcillas en muchos yacimientos se han buscado mecanismos para atenuar la pérdida de permeabilidad. Una forma consiste en el uso de altas concentraciones de electrolitos, principalmente ClK asociado a diferentes tipos de polímeros parcialmente hidrolizados. Esta metodología ha tenido sólo éxito parcial y resulta tóxica para algunos organismos, lo que la hace indeseable desde el punto de vista ambiental. Actualmente, se prefiere el uso de polímeros orgánicos y surfactantes que parecen tener mayor efectividad en reducir el hinchamiento y, por otro lado, parecen más aceptables ambientalmente. Referencias a los métodos señalados pueden encontrarse en (Bloys et al., 1994; Quintero, 2002; Ghasemi et al., 2019a; Ahmad et al., 2023). Aunque el mecanismo por el cual los polímeros orgánicos y surfactantes reducen el

hinchamiento deben ser aún más investigados a escala nanométrica, al parecer al intercalarse estas moléculas entre las capas de arcilla, las regiones hidrofóbicas dificultan la entrada adicional de agua, mientras que las regiones hidrofílicas promueven la unión de cationes de sodio directamente a las arcillas evitando así su hidratación (Anderson et al., 2010).

Los estudios petrológicos deben enfocarse primeramente a la identificación de arcillas expandibles en la muestra y de ser así determinar el tipo de arcilla y su potencial efecto sobre la red poral. La figura 16.9 resume la estrategia a seguir, especialmente en el caso de la expansión de esmectitas (en particular montmorillonita).

Actividad / Línea de Investigación	Tipo de Estudio	Comentarios
Determinar la existencia de arcillas esmectíticas (incluyendo sus interestratificados)	Rayos X, petrografía	Si no existen arcillas esmectíticas o bien su proporción es baja se puede en principio minimizar el daño de formación por expansión de arcillas
↓		
Analizar el tipo de esmectita (dioctaédricas versus trioctaédricas)	Rayos X	La determinación del tipo de esmectita es fundamental para establecer el potencial de expansión de la arcilla
↓		
En el caso de la presencia de montmorillonita determinar si se trata de la variedad sódica (eventualmente potásica) o cálcica	MEB, microquímica, rayos X	Las variedades cálcicas son en general muchos menos expandibles que las sódicas
↓		
Estudiar al microscopio el porcentaje, distribución y origen de la esmectita	Petrografía convencional, MEB	Estos estudios tienen como objetivo determinar el volumen, localización (cemento, matriz, reemplazos en clastos, etc) y variedades texturales
↓		
Determinar si la montmorillonita se encuentra protegida ("encapsulada") dentro de otro cemento que la aisla de la interacción con fluidos	Petrografía convencional, MEB	Sumamente importante durante las tareas de recuperación secundaria u otras maniobras dentro del reservorio
↓		
Elaborar una propuesta de manejo del reservorio focalizada en el riesgo potencial de hinchamiento de arcillas	Integrando la información aportada por las técnicas arriba citadas	Modelo sintetizando los riesgos principales y secundarios resultantes de la expansión de arcillas

Figura 16.9. Estrategia en el estudio de reservorios con proporciones significativas de arcillas expandibles.

PETROLOGÍA APLICADA AL ESTUDIO INTEGRADO DE LA POROSIDAD

Resulta evidente que la porosidad ocupa un rol preponderante en el estudio y desarrollo de reservorios, ya que es el espacio físico donde se alojan los fluidos y guarda una estrecha relación con la permeabilidad. Ambos aspectos, porosidad y permeabilidad, han sido considerados en el Capítulo 10, en esta sección nos focalizaremos en mostrar como los análisis petrográficos son una valiosa herramienta, a menudo poco o parcialmente utilizada, en el estudio y caracterización de reservorios.

En la práctica, la porosidad de reservorios es mayormente expresada en términos de porosidad total (ΦT) o porosidad efectiva (ΦE), dependiendo del método petrofísico utilizado para su determinación, los que incluyen desde la inyección de mercurio hasta la

compresión-expansión de gases (una excelente síntesis de las metodologías más frecuentemente utilizadas para mediciones petrofísicas es brindada en Tiab y Donaldson, 2024). Aunque sin dudas las mediciones de porosidad y permeabilidad por métodos petrofísicos ofrecen valores cuantitativos de gran valor, no brindan mayores precisiones sobre el origen de la porosidad, sus características morfológicas, la distribución de tamaños porales (con la salvedad de la identificación de cuellos porales), ni sobre la morfometría de la red poral.

En esta sección nos referiremos a algunos puntos específicos en los que la petrología puede contribuir significativamente al estudio de la porosidad, ellos son: 1) Caracterización de la distribución de tamaños de poros, 2) Morfometría de la red poral y 3) Integración de la información petrológica-petrofísica.

En lo que corresponde a la distribución de tamaños de poros, utilizando un microscopio de polarización y un programa de análisis de imágenes se puede obtener una aproximación bastante precisa de la distribución del diámetro de poros (Ehrlich et al., 1984; White et al., 1998; Net y Limarino, 2000; Milliken y Curtis, 2016). El caso mostrado en la figura 16.10 ilustra un ejemplo correspondiente a la Cuenca del Golfo de San Jorge (Patagonia, Argentina), en él se han tomado 9 imágenes a bajo aumento (objetivo x4) que cubren gran parte de la sección delgada evitando los bordes irregulares de la misma. La porosidad de las 8 imágenes integradas aparece en rojo en la figura 16.10A, mientras que el tamaño de los poros está representado en la parte B de la misma figura, para la diferenciación de los distintos tamaños porales se ha utilizado la división propuesta por Limarino et al. (2020).

En muchos yacimientos, incluido el caso ilustrado, la forma irregular que muestran los poros ha llevado a utilizar el "diámetro poral equivalente" que corresponde al diámetro del círculo de la misma superficie del poro. Este diámetro permite evitar mediciones erróneas en poros muy estrechos y alargados, minimizando el efecto de la forma, la que como se verá más adelante es caracterizada mediante otros parámetros. La observación petrográfica impide la medición de poros de diámetro inferior a 40 o 20 micrones según el operador, por lo que los criptoporos y en algunos casos hasta los microporos finos no pueden ser medidos usando microscopio petrográfico. En estos casos la microscopía electrónica sustituye al microscopio petrográfico y una escala para caracterizar los poros de tamaño muy pequeño en rocas carbonáticas ha sido propuesta por Janjuhah et al. (2018).

Las figuras 16.10 C y D muestran la proporción de los distintos tamaños porales, nótese que de acuerdo a lo arriba señalado el porcentaje de criptoporos no puede ser calculado por este método. Sin embargo, la integración de la información proporcionada por las imágenes de secciones delgadas y la porosidad obtenida por petrofísica, permite una rápida estimación de la proporción de criptoporos y microporos finos de acuerdo a la siguiente expresión (Rodríguez y Limarino, 2016),

$$CP = Pp - Po$$

Donde CP es la proporción estimada de criptoporos, Pp la obtenida en laboratorio por petrofísica y Po la porosidad óptica total. En otras palabras, la estimación del porcentaje de criptoporos se realiza asumiendo que la diferencia entre la porosidad por petrofísica y la obtenida en sección delgada corresponde a poros menores a 20 micrones que no pueden

ser identificados en los análisis de imágenes. Por supuesto que el porcentaje así obtenido de criptoporos es sólo una aproximación, pero como se verá inmediatamente resulta útil a la hora de interpretar correlaciones entre la porosidad y la permeabilidad (Rodríguez y Limarino, 2016; Janjuhah et al., 2018; Limarino et al., 2020).

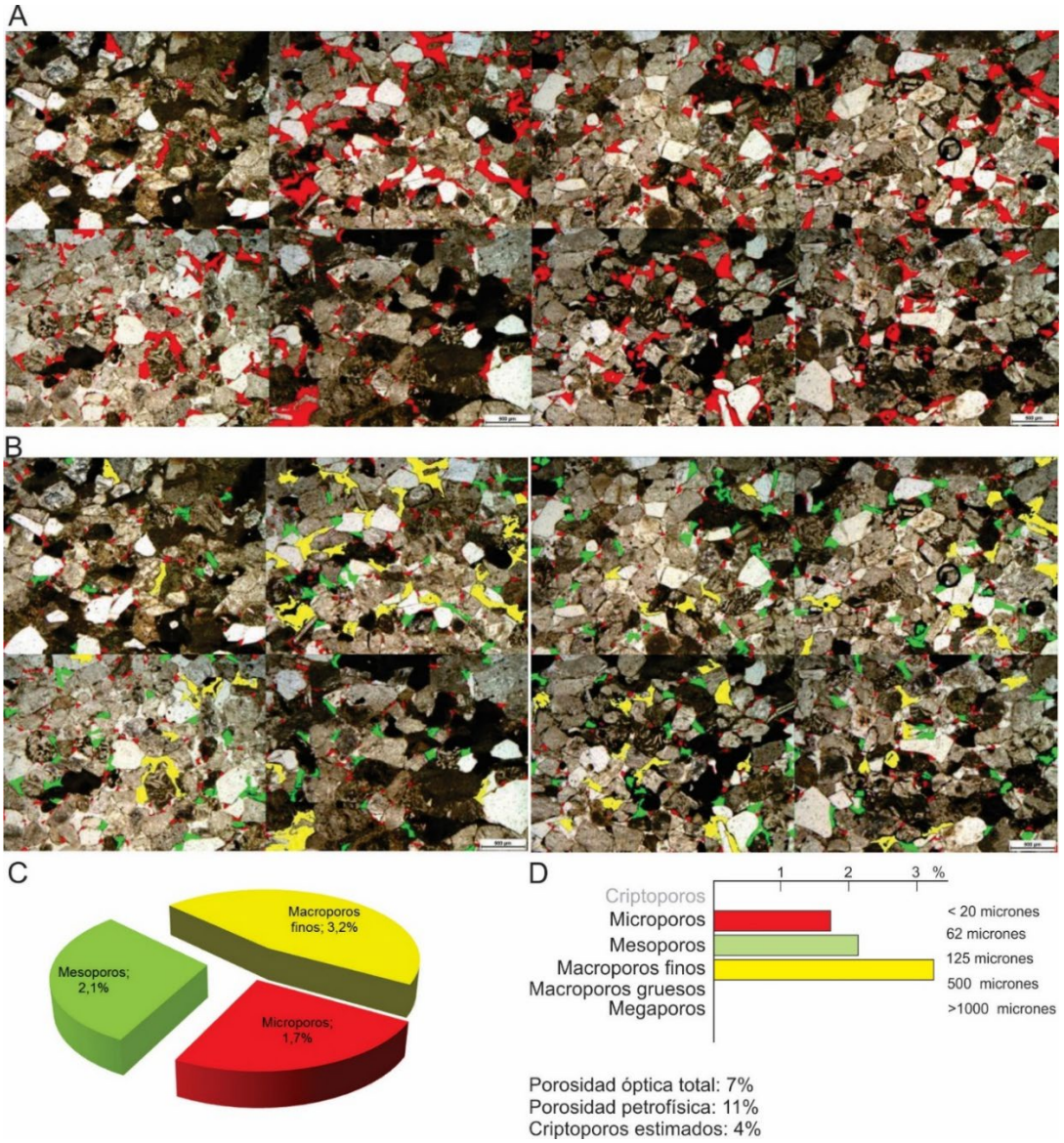
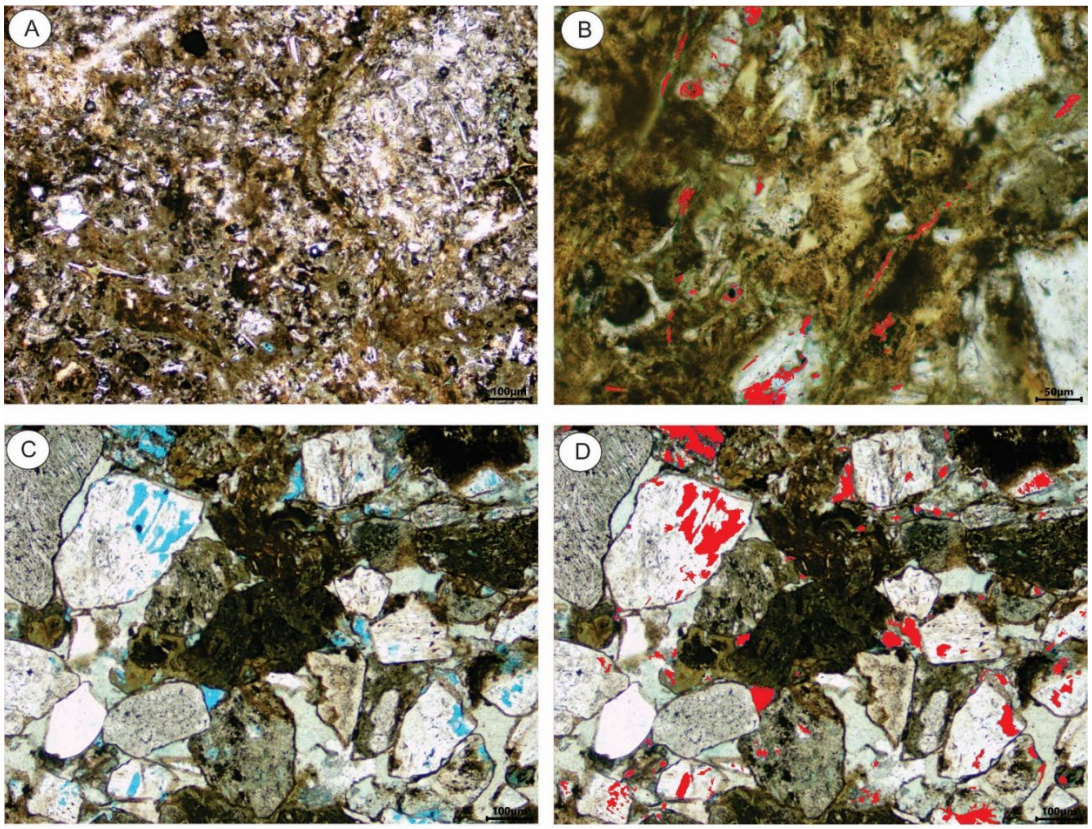


Figura 16.10. Ejemplo del estudio de poros para un reservorio de la Cuenca del Golfo de San Jorge utilizando un programa de análisis de imágenes petrográficas: A. Ocho imágenes integradas de la sección delgada de una arenisca, la porosidad aparece en rojo; B. La misma muestra pero con la distribución de tamaños porales; C. Proporción relativa de los tamaños porales, obsérvese que dominan los macroporos finos, seguidos por mesoporos y microporos gruesos; D. Diagrama de barras con la distribución de tamaños donde se señalan los límites para cada clase (para la escala de tamaños porales véase Limarino et al. (2020), en la parte inferior los valores correspondientes a la porosidad óptica total y la obtenida por petrofísica (para explicación véase el texto). Las barras corresponden a 500 micrones.

Las relaciones entre porosidad y permeabilidad no siempre son obvias, por ejemplo, dentro de un grupo de areniscas, sería lógico suponer que la de mayor porosidad exhibirá

la permeabilidad más alta. Sin embargo, frecuentemente areniscas con alta porosidad muestran bajas o muy bajas permeabilidades y viceversa. Ello se debe a que no sólo el porcentaje de espacios vacíos que muestra una roca controla la permeabilidad, sino que el tamaño de los poros juega un rol fundamental ya que el aporte a la permeabilidad de los cripto y microporos es extremadamente bajo.

Un ejemplo de lo dicho aparece en la figura 16.11, allí la muestra 780 presenta altos valores de porosidad (19,5%), pero su permeabilidad es muy baja (0,15 mD, Fig. 16.11 A y B); en contraposición la muestra 690 tiene una porosidad sensiblemente menor (13%) y una permeabilidad significativamente mayor (28,2 mD (Fig. 16.11 C y D). Estas diferencias solo se pueden comprender si se analizan conjuntamente los datos petrofísicos y geológicos. La mayor permeabilidad de la muestra 690 se debe a que la proporción de cripto y microporos es mucho menor (7%) cuando se la compara con la muestra 780 (18,5%, Fig. 16.11).



Valores de P y K

	Porosidad STD	Porosidad Optica	Permeabilidad	Cripto + microporos finos (estimados)	FR
Muestra 780	19,5%	1%	0,15Md	18,5%	94,8%
Muestra 690	13,0%	6%	28,2 Md	7,0%	53,8%

Figura 16.11. Impacto de la proporción de microporos finos y criptoporos sobre la permeabilidad. Nótese que la fotografía B está a diferente aumento para señalar la posición de algunos microporos finos. Para explicación véase el texto. Referencias: P porosidad, K permeabilidad, FR factor de reducción.

Lo mostrado en la figura 16.11 no es una excepción, la falta de correlación que muchas veces se observa entre la porosidad calculada por petrofísica y la permeabilidad se debe a que el tamaño de la red poral juega un papel fundamental y sólo puede ser calculado mediante estudios petrográficos. Empleando la combinación de estudios petrofísicos y petrográficos es posible calcular "factor de reducción" (FR) que considera la pérdida porcentual de la porosidad total al descontar los cripto y microporos. En el ejemplo de la figura 16.11 la muestra 780 tiene un factor de reducción de casi el 95%, mientras que la muestra 690 de 54%.

Aunque los valores obtenidos en este tipo de análisis deben entenderse como aproximados (semicuantitativos), resultan de suma utilidad y proporciona un marco conceptual relativamente simple para analizar la relación entre porosidad y permeabilidad. La experiencia de los autores indica, como regla general, que areniscas con alto valor de factor de reducción tienen permeabilidades bajas, mientras que aquellas con FR inferior a 60 y alto porcentaje de macroporos y megaporos, exhiben mayores permeabilidades.

Es importante tener en cuenta que para que este tipo de estudios sea confiable, es necesario que las secciones delgadas sean realizadas sobre las mismas probetas que luego serán empleadas para el cálculo de la porosidad por petrofísica.

Un ejemplo del estudio geológico de la porosidad, es el realizado por Net y Limarino (2000) sobre muestras de superficie, combinando estudios petrográficos, análisis de imágenes de secciones delgadas y microscopía electrónica de barrido. Teniendo en cuenta la morfología de la red poral, el tamaño e irregularidad de los poros individuales y su grado de interconexión los autores reconocieron 4 tipos de porosidad (Fig. 16.12).

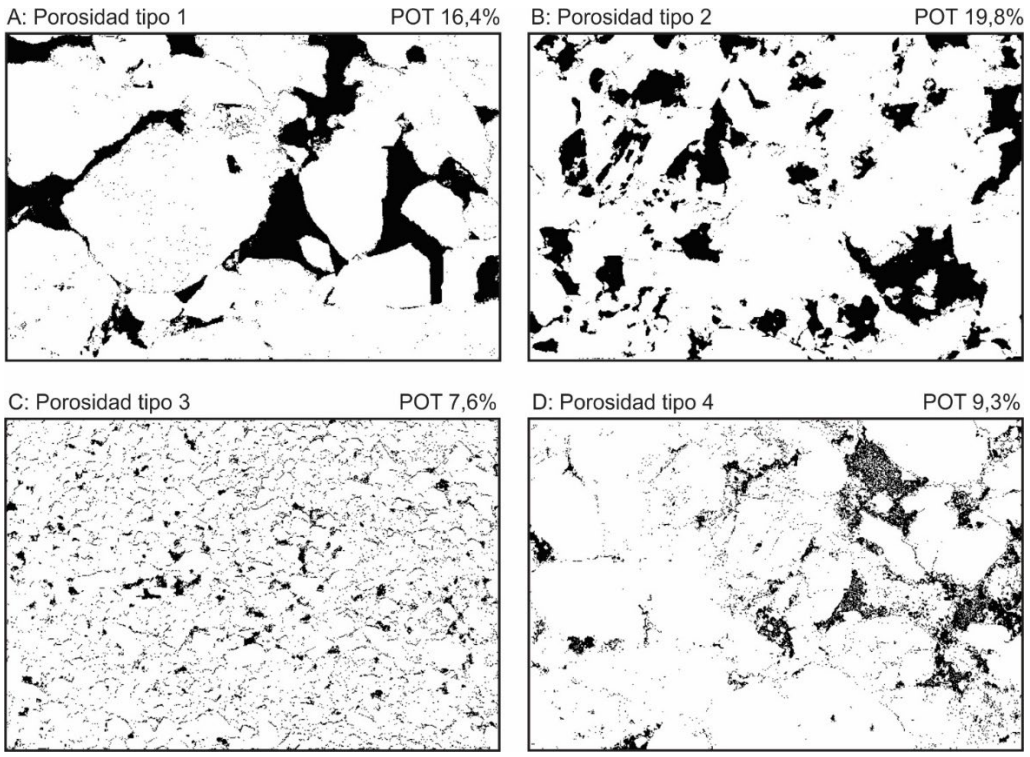


Figura 16.12. Tipos de porosidad reconocidos por Net y Limarino (2000) en el Grupo Paganzo (Paleozoico Superior de Argentina). Referencia: POT porosidad óptica total. Para explicación véase el texto.

El tipo de porosidad TP1 está integrado por meso y macroporos generados por disolución, tanto de cemento como de matriz, generalmente se restringe al espacio intergranular en litoarenitas gruesas y muy gruesas (Fig. 16.12). El TP2 corresponde a meso y microporos dispuestos tanto en el espacio intergranular como intragranular, en este último caso debido a la disolución de matriz y cementos, esta clase de porosidad es la más frecuente en feldarenitas medianas a gruesas (Fig. 16.12). El TP3 comprende micro y criptoporos de disposición dominantemente intergranular formados por limitada disolución de cementos en arenitas finas y muy finas (Fig. 16.12). Finalmente, el TP4 resulta de una combinación de estilos porales, por un lado, mesoporos (eventualmente escasos macroporos) resultantes de la parcial disolución de feldespatos, tanto potásicos como plagioclasas y, por el otro, microporos emplazados entre los cristales del cemento de caolinita (Fig. 16.12). Cada uno de los tipos de porosidad presentan características propias que son resumidas en la Tabla 16.4.

El trabajo mencionado intenta mostrar cómo aun utilizando programas de imágenes menos potentes que con los que se cuenta actualmente (en ese momento se empleó *Scion Image* versión Beta3b, véase también White et al., 1998), es posible analizar geológicamente a la porosidad e incluso presentar modelos de formación para cada uno de los tipos reconocidos. En este sentido, la figura 16.13 muestra como cada uno de los tipos de porosidad puede ser interpretado en términos de su composición original e historia diagenética.

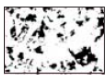
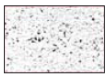
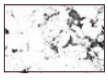
TIPO POROSIDAD	descripción	POT	tamaños porales	área porel	tortuosidad	tamaño vs. rugosidad
TP1	porosidad mayormente intergranular por disolución de matriz y cemento en litoarenitas y litoarenitas feldespáticas gruesas y muy gruesas	15-20%	criptoporos 6% microporos 13% mesoporos 58,5% macroporos 22,5%	> 150000 μm^2	muy baja (0,14)	importante ~ 25%
TP2 	porosidad inter e intragranular por disolución masiva de clastos (feldespatos), matriz y cemento en feldarenitas y subfeldarenitas medianas y gruesas	hasta 28%	criptoporos 6,5% microporos 22,5% mesoporos 61,5% macroporos 9,5%	hasta 100000 μm^2	moderada (0,21)	baja ~ 15%
TP3 	porosidad intergranular por disolución parcial de matriz y cemento en feldarenitas finas y muy finas	1-12%	criptoporos 75% microporos 25% mesoporos - macroporos -	< 5000 μm^2	alta (0,58)	mínima ~ 1%
TP4 	porosidad intragranular (por disolución de feldespatos) e intercristalina (en rellenos de caolinita autigénica) en feldarenitas, subfeldarenitas y feldarenitas líticas	1-22%	criptoporos 43% microporos 52,5% mesoporos 4,5% macroporos -	> 100000 μm^2	muy alta (0,90)	ínfima ~ 0,1%

Tabla 16.4. Característica de los distintos tipos de porosidad ilustrados en la figura 16.10. Tomado de Net y Limarino (2000).

La identificación de distintos tipos de arreglos porales presentes en un reservorio puede ser de suma utilidad a la hora de explicar el comportamiento de la permeabilidad entre capas, o aun dentro de un mismo complejo arenoso. En particular, uno de los autores (CL), ha empleado estudios petrográficos de secciones delgadas para la definición de porofacies dentro de algunos reservorios de la Cuenca del Golfo de San Jorge (Fig. 16.14).

En estos trabajos se utilizaron análisis de imágenes petrográficas, con el auxilio de microscopía electrónica y eventualmente rayos X, para caracterizar los diferentes tipos de minerales de arcilla. En este caso, los principales parámetros tenidos en cuenta para la definición de porofacies fueron la porosidad óptica total, distribución de los tamaños porales y tipos de porels.

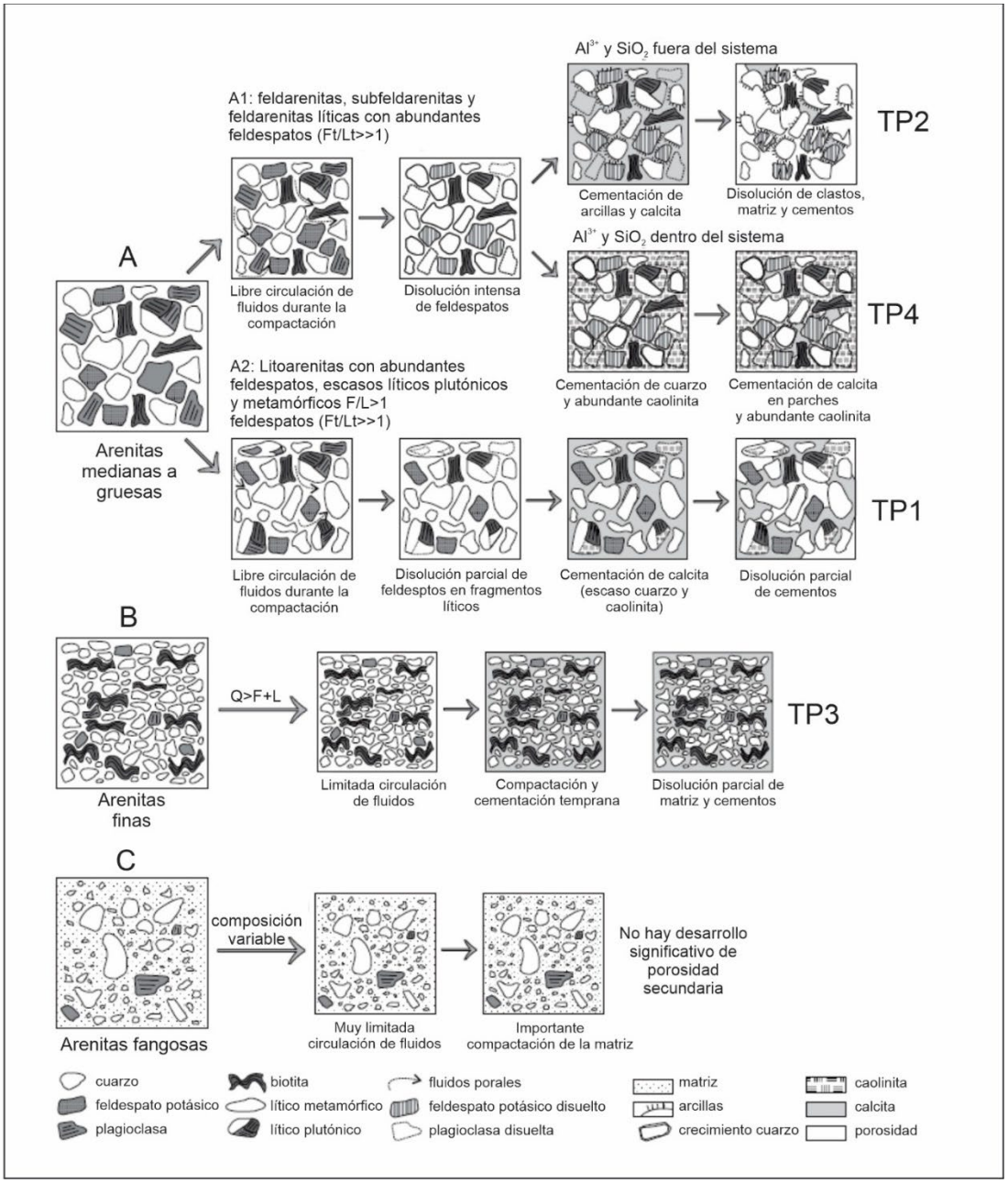


Figura 16.13. Modelo de generación de los distintos tipos de porosidad secundaria presentes en las areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo utilizando análisis de imágenes petrográficas. Referencias: Q= cuarzo total; F=feldespatos totales; L=líticos totales. Para explicación véase el texto. Ligeramente modificado de Net y Limarino (2000).

El término porofacies ha comenzado a ser más usado en los últimos años, aunque en muchos casos sin emplear secciones delgadas, sino a partir de valores de parámetros petrofísicos obtenidos por diferentes técnicas (Kaye, 1991; Nakajima y Xue, 2018; Mondal et al., 2022). Excepciones son los trabajos de Habesch (1990a y b), donde se

utilizan imágenes petrográficas digitalizadas para la definición de porofacies juntamente con parámetros petrofísicos.

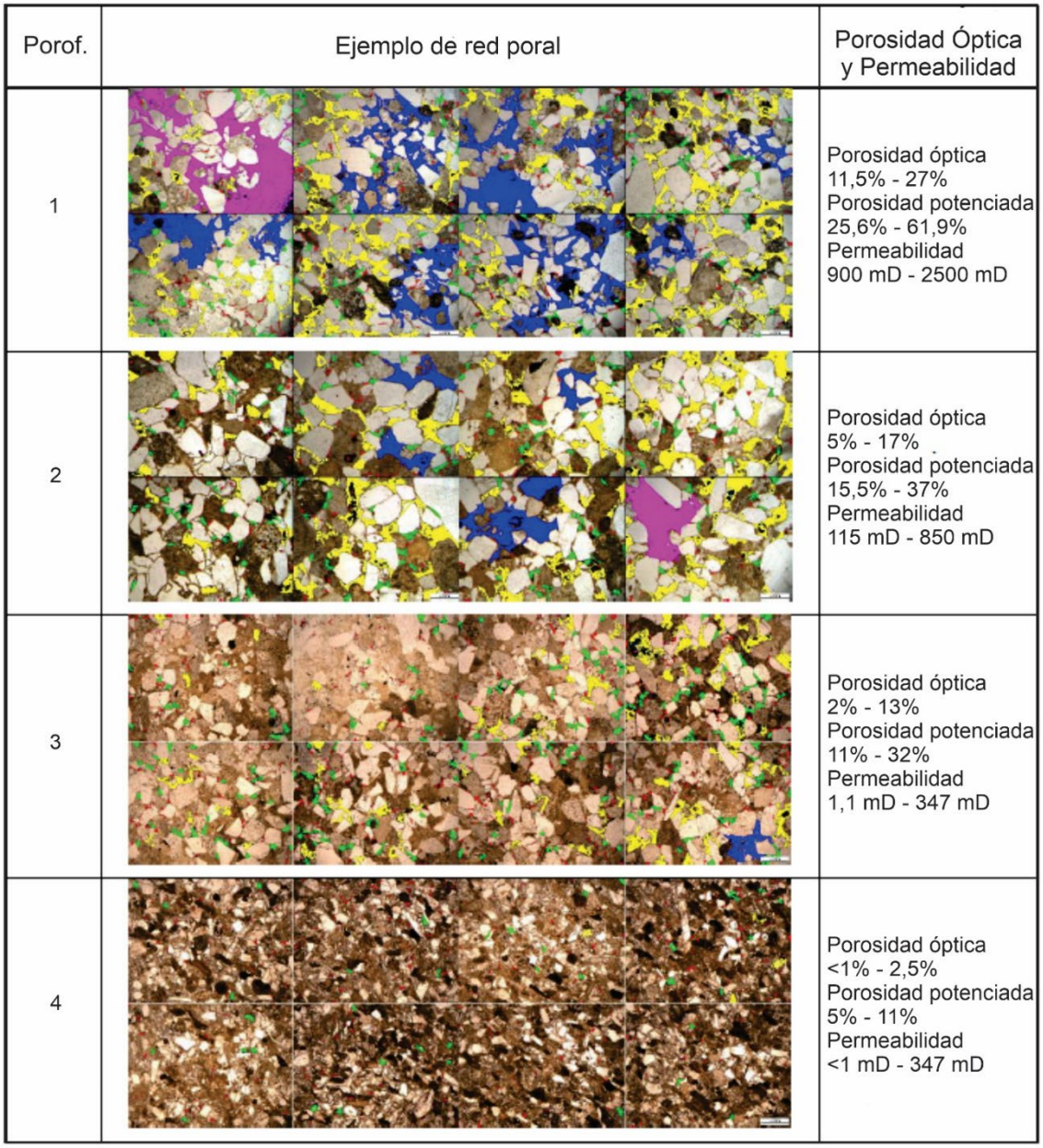


Figura 16.14. Un ejemplo de la identificación de porofacies en la Cuenca del Golfo de San Jorge (Patagonia, Argentina)

COMPARTIMENTACIÓN Y HETEROGENEIDAD DE RESERVORIOS

Los reservorios, tanto de hidrocarburos como de agua, no presentan características petrofísicas constantes a lo largo de su desarrollo, produciéndose, en ocasiones, notable disminución en la permeabilidad y porosidad que particionan las capas en zonas productivas y no productivas (o de baja productividad). El término compartimentación de

reservorios se aplica en estos casos y aunque el tema fue inicialmente tratado por ingenieros en petróleo, la experiencia demuestra que la compartimentación puede ser sólo entendida mediante el trabajo conjunto de geólogos de yacimientos, sedimentólogos, petrólogos y geofísicos (Slatt, 2006; Permanyer et al., 2007; Jolley et al., 2010; Ejeke et al., 2017; Mutti et al., 2023).

En un sentido más estricto, Jolley et al. (2010) describieron a la compartimentación como la segregación de una acumulación de petróleo en varios compartimentos individuales de fluido/presión, lo que ocurre cuando el flujo es impedido o retrasado por barreras (sellos) de baja permeabilidad dentro del reservorio. Los sellos pueden ser divididos en estáticos y dinámicos; los primeros corresponden a barreras completamente selladas, capaces de retener (atrapar) columnas de petróleo durante escalas de tiempo geológico. Por el contrario, los sellos dinámicos limitan el paso de fluidos debido a permeabilidades bajas o muy bajas, lo que lleva a tasas extremadamente lentas de migración de fluidos (Jolley et al., 2010). Cuando lo que ocurre es esta última situación el término "heterogeneidad de reservorio" es también utilizado en algunos casos.

La importancia de la compartimentación de reservorios a diferentes escalas es crítica desde el punto de vista económico. Como bien señalara Slatt (2006) en su capítulo "*Compartmentalization – The exception, or the rule*", al menos en el caso de los reservorios de las *Rocky Mountains* la compartimentación es la regla, bastante más que la excepción.

Aunque la compartimentación describe tanto cambios laterales como verticales dentro de un reservorio, existe cierta tendencia a utilizar el término compartimentación en sentido lateral, para tramos de reservorio que involucran cuerpos de rocas de varias decenas o centenas de metros de continuidad. Los cambios verticales en las propiedades petrofísicas de un reservorio, por lo general, involucran tramos de mucha menor escala (varias decenas de centímetros a pocos metros) y frecuentemente son descriptas como "heterogeneidades del reservorio". En lo que sigue, y con el propósito de evitar debates sobre nomenclatura, los términos "compartimentación" y "heterogeneidades de reservorio" se utilizarán indistintamente, aunque considerando la escala en cada caso.

Los orígenes de la compartimentación son variados y pueden resumirse en los siguientes puntos:

- ✓ Estructuras geológicas: mayormente corresponde a fallas, fracturas y grado de diaclasamiento dentro del reservorio que pueden favorecer la permeabilidad o por el contrario retardar el flujo de fluidos.
- ✓ Variaciones faciales: corresponden al cambio lateral o vertical de facies que favoreció o limitó (según el caso) la depositación de sedimentos porosos. En esta categoría se incluyen también la formación de barreras estratigráficas.
- ✓ Cambios en la composición: procesos ocurridos antes o durante el soterramiento (diagénesis) que afectan diferencialmente a porciones del reservorio.
- ✓ De mezcla: surge de la combinación de controles estructurales y estratigráficos (véase por ejemplo McKie et al., 2010).

En lo que sigue nos focalizaremos en la compartimentación y heterogeneidades resultantes de cambios en la composición, que pueden resultar de variaciones composicionales, diagenéticas o concurrentes a lo largo del reservorio (Tabla 16.5). Con

respecto a los cambios composicionales, estos incluyen modificaciones en la naturaleza de los clastos, los que muchas veces resultan de cambios faciales como, por ejemplo, el caso de reservorios fluviales dominados por clastos de cuarzo y feldespato que al pasar a facies costeras incrementan la proporción de fragmentos de glauconita. Este cambio en la composición de los clastos puede producir variaciones sustanciales en los parámetros petrofísicos.

TIPO	ORIGEN	EXPLICACIÓN
DEPOSITACIONAL	Composicional	Cambios en la composición dentro del reservorio debido a variaciones faciales o eventos extraordinarios
DIAGENÉTICO	Compactacional	Gobernado por cambios en el grado de compactación de la fábrica a lo largo del reservorio
	Cementación	Modificaciones en los cementos del reservorio, tanto en sentido lateral como vertical, que pueden actuar tanto manteniendo u ocluyendo la porosidad primaria
	Alteración de clastos	Diferencias marcadas entre tramos del reservorio resultantes del grado de alteración de clastos que promueven el desarrollo de porosidad en el pozo
	Porcentaje de material fino	Variaciones significativas en la cantidad de matriz y/o pseudomatriz
CONCURRENTE	Cambios diagenéticos controlados por variaciones composicionales	Incluye cambios en los patrones diagenéticos controlados por variaciones en la composición dentro de un reservorio definiendo zonas de alta y baja permeabilidad

Tabla 16.5. Orígenes de la compartimentación de reservorios debido a cambios composicionales, diagenéticos o a la concurrencia de ambos.

Otro cambio composicional puede resultar de eventos extraordinarios como, por ejemplo, la caída de cenizas volcánicas o flujos piroclásticos, que producen cambios significativos en la porosidad y permeabilidad de reservorios, sobre todo en sentido vertical.

En lo que respecta a los procesos diagenéticos capaces de compartimentar reservorios se incluyen modificaciones en el grado de compactación, cementación, alteración de clastos y porcentaje de material fino (Tabla 16.5; Figs. 16.15 y 16.16).

En el caso de compartimentación por variaciones en la compactación, el efecto de la sobrepresión de fluidos en determinadas partes del reservorio puede favorecer la preservación de porosidad primaria, en desmedro de otros sectores donde sólo la presión litostática regule la compactación de la fábrica. Como se verá más adelante, la reducción del espacio intergranular puede también responder a cambios en la relación clastos dúctiles/clastos rígidos a lo largo de una capa o en ocasiones a pequeñas variaciones en la proporción de matriz.

La cementación es a menudo uno de los factores primordiales en la compartimentación, ya que determinados tramos del reservorio pueden mostrar distintos grados de cementación de un mismo mineral o incluso distintos tipos de cementos. Respecto a este último punto, debe recordarse que como se señaló en el Capítulo 12,

aunque la mayor parte de los cementos actúan negativamente sobre la porosidad primaria, existe un grupo llamado "cementos de sostén" que atenúan la pérdida de porosidad depositacional. Un ejemplo clásico corresponde a tramos de reservorios con porosidades extremadamente bajas, donde el cemento de calcita genera barreras de permeabilidad significativas. En contraposición, otros sectores dominados por cementos de sostén como, por ejemplo, precipitación temprana de sílice o *rims* de cloritas en los contactos primarios entre clastos, muestran permeabilidades muchos más altas.

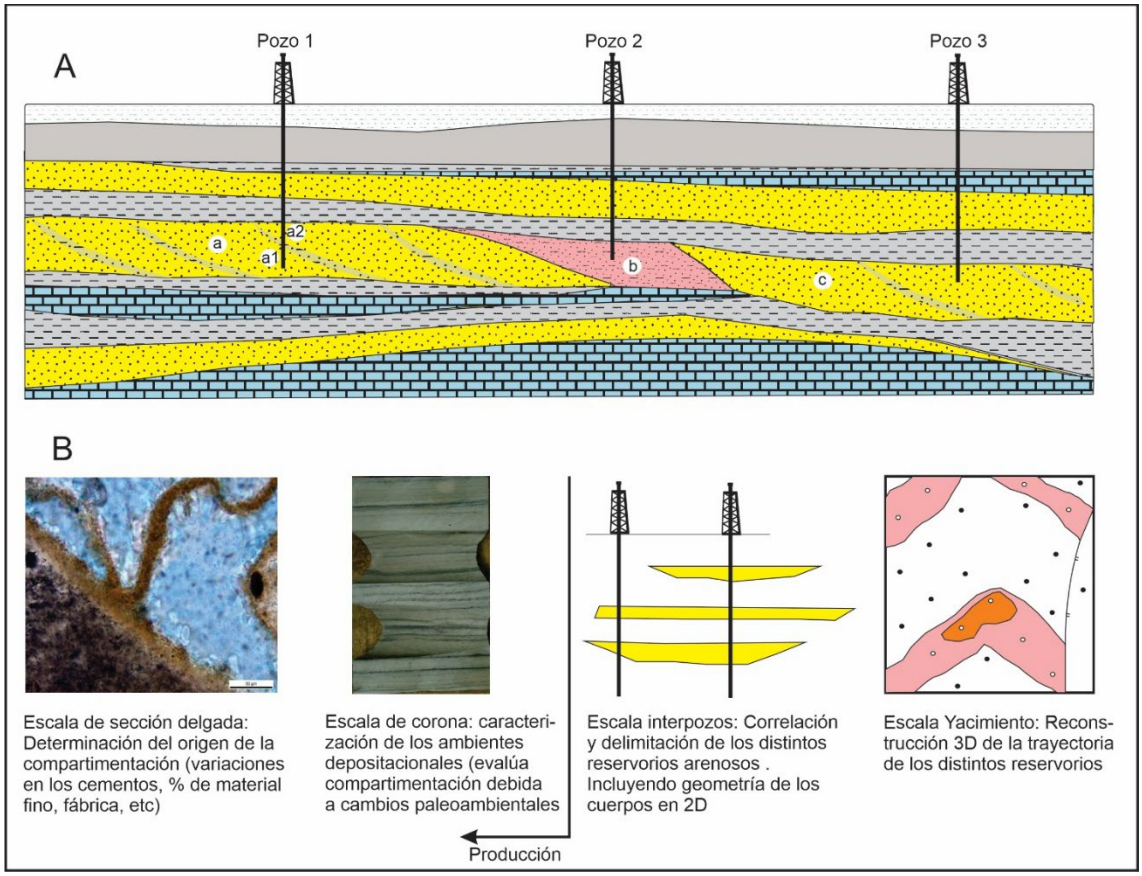


Figura 16.15. A. Esquema mostrando un reservorio compartimentado dividido en tres tramos, de alta (a), muy baja (b) y moderada (c) permeabilidad (no a escala); B. Representación de las diferentes escalas de trabajo en el estudio de un pozo compartimentado, con frecuencia la compartimentación surge durante las primeras etapas de extracción al comparar la producción entre pozos que explotan el mismo reservorio. Para explicación de A y B véase el texto.

Variaciones en el porcentaje de porosidad secundaria debido a la alteración diferencial de clastos en distintos tramos del reservorio, puede ser también una causa de compartimentación o al menos producir marcadas heterogeneidades en la capa arenosa. En algunos reservorios cretácicos de la Cuenca del Golfo de San Jorge la alteración de feldespatos gobierna la porosidad secundaria, pero es frecuente que el grado de alteración varíe a lo largo de los horizontes arenosos, promoviendo diferencias significativas en la permeabilidad a escala de cientos de metros.

En lo que respecta a cambios laterales en la cantidad de material fino de las areniscas, ya sea en la forma de matriz o pseudomatriz, esta puede producir cambios sustanciales en los parámetros petrofísicos y, de hecho, formar barreras de muy baja permeabilidad que favorecen la compartimentación.

Es muy frecuente que la heterogeneidad de reservorios no sea notada hasta las primeras etapas de producción al comparar los valores correspondientes al mismo horizonte en diferentes pozos. La figura 16.15 ilustra un reservorio alcanzado por los pozos 1, 2 y 3. En este ejemplo se supone que el reservorio está compartimentado en tres tramos, de alta (a), muy baja (b) y moderada (c) permeabilidad. El tramo b actúa como barrera dentro del reservorio y, en este caso, se supone que la pérdida de permeabilidad está ligada a un alto contenido de cemento carbonático que ha obliterado la mayor parte de la porosidad. El carbonato podría haber sido aportado durante la compactación por la caliza sobre la que se apoya la arenisca (Fig. 16.15).

Aunque en este ejemplo se supuso que la pérdida de permeabilidad era debida a cementación, otras opciones son posibles. Por ejemplo, un incremento en la proporción de material fino (matriz) en la arenisca, debido a un cambio en el subambiente depositacional, por ejemplo, una barra progradante de izquierda a derecha que mostraría una intercalación de facies de lagoon (b en la Fig. 16.15) antes de restablecer su migración (c en la Fig. 16.15).

Para discernir el origen más probable resulta necesario combinar estudios de secciones delgadas con descripción de coronas, las primeras compararán el tipo y cantidad de cemento, así como también el porcentaje de material fino entre los tres tramos del reservorio. Las coronas, o en su defecto los perfiles de pozo, serán útiles para evaluar posibles cambios en los ambientes depositacionales.

Otro aspecto que debe también considerarse es la heterogeneidad de los reservorios en sentido vertical. El reservorio "a" de la figura 16.15 es atravesado diagonalmente por intervalos en los que la arenisca incrementa el porcentaje de material fino (a2, Fig. 16.15), lo que podría producir variaciones en la permeabilidad cuando se la compara con la arenisca mucho más limpia (a1). La diferencia de permeabilidad entre a1 y a2 es generalmente pequeña en este tipo de ambientes (barra marina progradacional), pero en algunos casos puede volverse significativa.

Un ejemplo de lo arriba citado (heterogeneidad vertical de reservorio) fue descripta por Limarino et al. (2020) en barras fluviales sujetas a esporádicas lluvias de cenizas (Fig. 16.16). En este trabajo se resalta la importancia de integrar estudios petrográficos, análisis de imágenes, determinación de porosidad y de permeabilidad por métodos petrofísicos, no sólo para una correcta interpretación del origen de la porosidad, sino también de la relación entre porosidad y permeabilidad. El ejemplo aparece en la figura 16.16, allí la muestra correspondiente a 1472,39 m tiene el valor de porosidad más alto de la corona (21,6%), pero al mismo tiempo la permeabilidad más baja (0,12 mD). Valores de porosidad más bajos, pero de mayor permeabilidad, aparecen en las muestras obtenidas a 1471,43 m (16% y 0,55 mD) y 1473,91 m (15,8% y 32,2 mD, Fig. 16.16).

Las diferencias arriba señaladas solo pueden ser comprendidas si se analizan conjuntamente los datos petrofísicos y geológicos. En primer lugar, la muestra a 1472,39 m (una arenisca dominada por clastos intracuencales de grano grueso) está formada por microporos finos y criptoporos, mientras que de acuerdo a los análisis de imágenes petrográficas los macroporos y megaporos están ausentes (Fig. 16.16). La muestra a 1471,43 m tiene una porosidad menor que la de 1472,39 m, pero presenta un aumento en el número de poros mayores a 20 μm, lo que resulta en un ligero incremento de la permeabilidad (Figura 16.16). Finalmente, la muestra obtenida a los 1473,91 exhibe los

valores más bajos de porosidad (15,8%) pero, sin embargo, la permeabilidad más alta (32,2 mD).

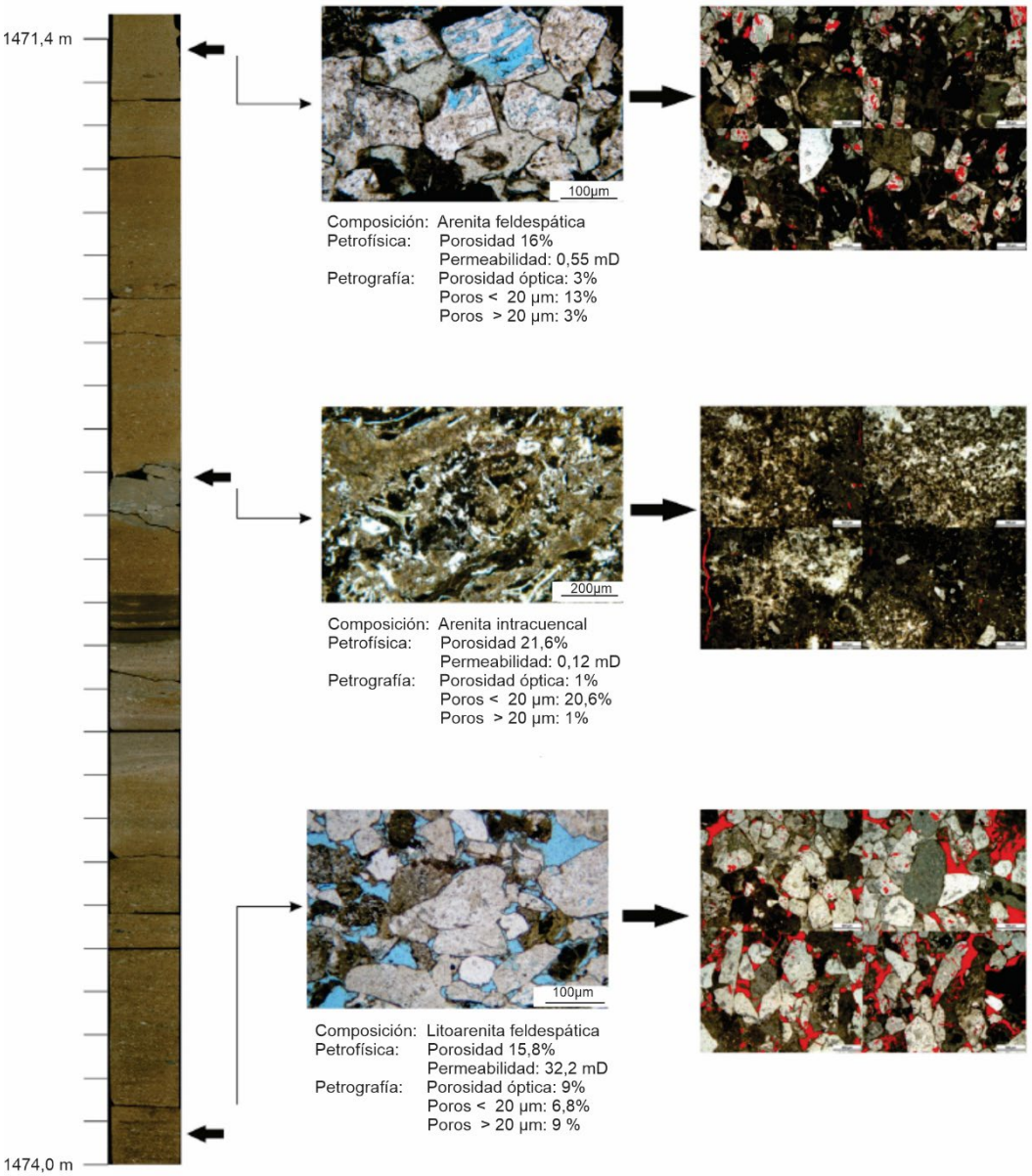


Figura 16.16. Intervalo de corona en el Cretácico de la Cuenca del Golfo de San Jorge (Patagonia, Argentina) donde se muestra la heterogeneidad de un reservorio, con valores opuestos y altamente contrastantes de porosidad y permeabilidad. Modificado de Limarino et al. (2020).

El aumento en la permeabilidad en 1473,91 se debe a que la red de poros presenta una cantidad apreciable de macroporos y mesoporos, mientras que los porcentajes de criptoporos y microporos finos son bajos (Fig. 16.16). Aunque este tipo de análisis debe entenderse como cualitativo, proporciona una explicación racional para entender la relación entre la porosidad y la permeabilidad.

Limarino et al. (2017, 2020) estudiaron reservorios en los que niveles de areniscas presentaban significativas heterogeneidades en la distribución de la porosidad y permeabilidad. De acuerdo con estos autores, las heterogeneidades respondían a bruscos

cambios composicionales que reflejaban la alternancia de períodos de alta y baja actividad volcánica.

En particular, intervalos estratigráficos que registran alta caída de material piroclástico promueven dos efectos negativos sobre el reservorio, por un lado, el incremento en la matriz de las arenas y por el otro, la presencia de fragmentos piroclásticos intraformacionales tamaño arena, muy susceptibles a transformarse en pseudomatriz durante la compactación. El modelo sugerido es mostrado en la figura 16.17 donde se reconocen cuatro estados principales. El inicial (a en la Fig. 16.17) corresponde a períodos no eruptivos, cuando dominan clastos extraformacionales de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. En esta situación se observan las mejores condiciones petrofísicas en las areniscas. Al producirse un evento eruptivo (b en la Fig. 16.17) se acumulan altas cantidades de cenizas en las planicies de inundación y en el caso de los canales se incrementa la proporción de matriz en las arenas disminuyendo así la porosidad primaria.

Un aspecto notable es que la mayor pérdida de permeabilidad en los reservorios, y a la vez el mayor incremento de porosidad se produce durante el intervalo posteruptivo temprano (c en la Fig. 16.17). Al cesar la eruptividad, las planicies de inundación han crecido verticalmente en forma diferencial respecto a los canales debido a la lluvia de cenizas. Lo dicho favorece que las planicies sean erosionadas aportando clastos intraformacionales a los cursos de agua formando, en casos extremos, delgados horizontes dentro de los canales donde los fragmentos intraformacionales predominan sobre los extraformacionales.

La consecuencia será una rápida pérdida de porosidad primaria debido a la generación de pseudomatriz y a la deformación dúctil de los fragmentos de fangos piroclásticos. Es interesante observar que si bien la porosidad primaria disminuye drásticamente (mayormente meso y macroporos), la porosidad total es alta debido a los cripto y microporos presentes dentro de los granos intraformacionales. Como este diámetro poral no contribuye significativamente a la porosidad se obtendrán valores muy bajos de permeabilidad.

Finalmente, en el estado posteruptivo avanzado, la cantidad de clastos extraformacionales se incrementará progresivamente mejorando las condiciones petrofísicas (d en la Fig. 16.17).

La generación de niveles de compartimentación, y heterogeneidades de menor grado, debido a aportes piroclásticos en yacimientos de la zona andina es constante en varias cuencas petrolíferas de América del Sur. Como ejemplo, en la figura 16.18 se muestran secciones delgadas, todas pertenecientes al mismo pozo y nivel productivo en la Cuenca Neuquina (oeste de Argentina) que ilustran el efecto de la lluvia de cenizas. Reservorios de areniscas con buena porosidad y permeabilidad son abruptamente cubiertos por intercalaciones de areniscas portando un gran número de fragmentos piroclásticos, lo que disminuye sustancialmente la permeabilidad de la capa (Fig. 16.18 A). Detalles de los intervalos permeables y de muy baja permeabilidad son mostrados en las figuras 16.18 B y 16.18 C respectivamente, mientras que una nueva capa productiva localizada 1,5 m por encima del contacto señalado en A aparece en la figura 16.18 D.

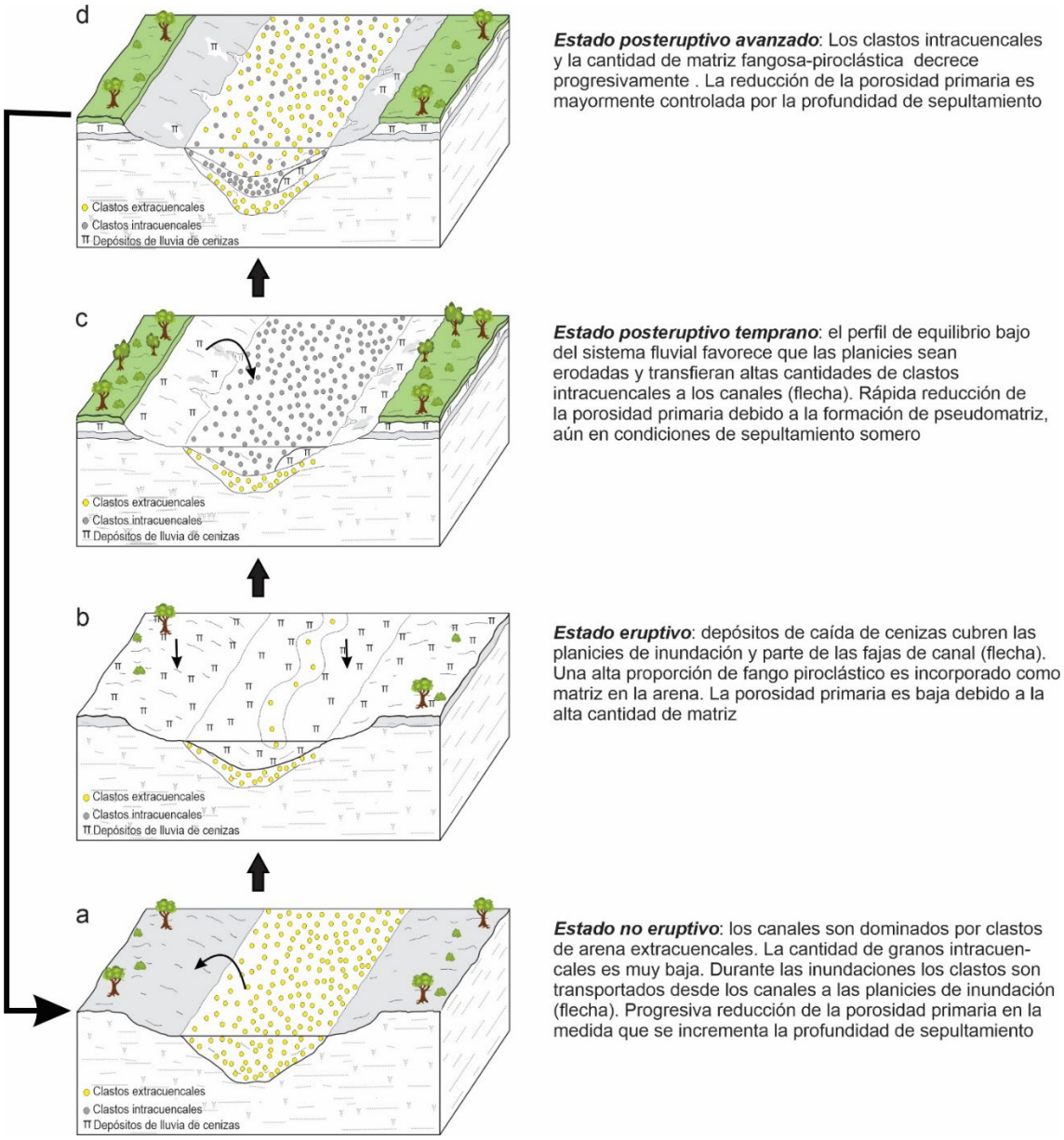
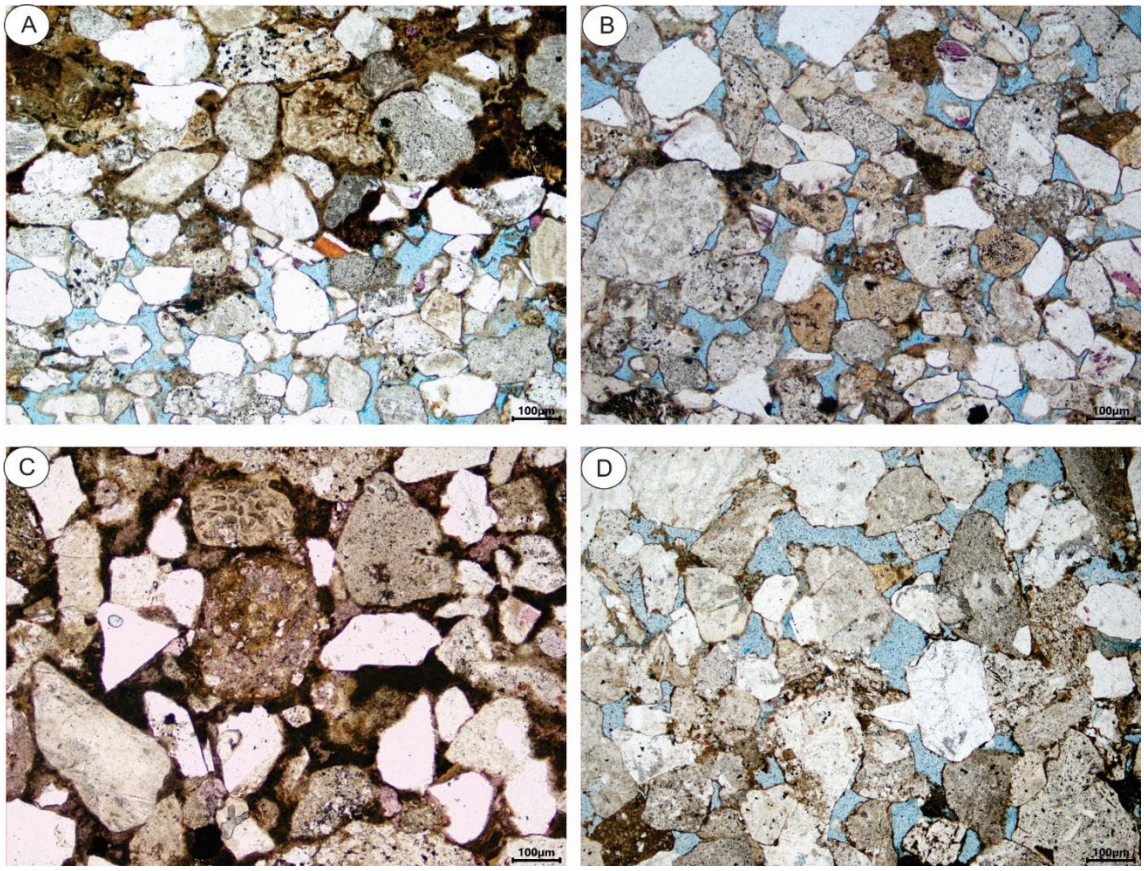


Figura 16.17. Relación entre las propiedades petrofísicas de reservorios y la alternancia de períodos eruptivos y no eruptivos. Modificado de Limarino et al. (2017).

Lo hasta aquí descripto, muestra que el estudio de la compartimentación y de heterogeneidades de reservorios, hoy frecuentemente en manos ingenieros y petrofísicos, será solo entendida si se incluyen estudios de petrología sedimentaria, los que describen en forma directa los cambios entre zonas de alta y muy baja permeabilidad.

Figura 16.18 (página siguiente). Ejemplo, todos pertenecientes a un mismo pozo, de cómo la actividad piroclástica controla la heterogeneidad de reservorios (Cuenca Neuquina, oeste de Argentina): A. Contacto entre el tramo permeable y de muy baja permeabilidad, obsérvese que una gran cantidad de intraclastos y matriz fangosa cubre al intervalo de alta porosidad; B. Vista general de la capa permeable unos centímetros por debajo del contacto; C. Aspecto del término de muy baja permeabilidad 30 cm por encima del contacto, obsérvese la importante proporción de matriz piroclástica fangosa y de algunos clastos dúctiles pasando a pseudomatriz; D. Aspecto de la arenisca productiva 1,5 metros por encima del contacto señalado en A.



BIBLIOGRAFÍA

Ahmad, H. M., Murtaza, M., Hussain, S. M. S., Mahmoud, M. & Kamal, M. S. (2023). Performance evaluation of different cationic surfactants as anti-swelling agents for shale formations. Geoenergy Science and Engineering, 230: 212185.

Amaefule, J. O., Ajufo, A., Peterson, E. & Durst, K. (1987). Understanding Formation Damage Processes, SPE 16232 paper, Proceedings of the SPE Production Operations Symposium, Oklahoma.

Amaefule, J. O., Altunbay, M., Tiab, D., Kersey, D. G. & Keelan, D. K. (1993), Enhanced Reservoir Description: Using Core and Log Data to Identify Hydraulic (Flow) Units and Predict Permeability in Uncored Intervals/Wells, (Proceedings of the 68th Annual Technical Conference and Exhibition of the SPE) Houston, Texas, SPE 26436: 205–220.

Amorim, C. L. G., Lopes, R. T., Barroso, R. C., Queiroz, J. C., Alves, D. B., Perez, C. A. & Schelin, H. R. (2007). Effect of clay–water interactions on clay swelling by X-ray diffraction. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment, 580: 768-770.

Anderson, R. L., Ratcliffe, I., Greenwell, H. C., Williams, P. A., Cliffe, S. & Coveney, P. V. (2010). Clay swelling—a challenge in the oilfield. Earth-Science Reviews, 98: 201-216.

Azari, M. & Leimkuhler, J. M. (1990). Formation permeability damage induced by completion brines. Journal of Petroleum Technology, 42: 486-492.

Basan, P. B. (1985). Formation Damage Index Number: A Model for the Evaluation of Fluid Sensitivity in Shaly Sandstones, Paper SPE 14317.

Bennion, B. (1999). Formation Damage-The Impairment of the Invisible, by the Inevitable and Uncontrollable, Resulting in an Indeterminate Reduction of the Unquantifiable!. Journal of Canadian Petroleum Technology, 38: 11–17.

Besq, A., Malfoy, C., Pantet, A.,Monnet, P. & Righi, D. (2003). Physicochemical characterization and flow properties of some bentonite muds. Applied Clay Science 23: 275–286.

Bloys, B., Davis, N., Smolen, B., Bailey, L., Houwen, O., Reid, P., Sherwood, J., Fraser, L. & Hodder, M. (1994). Designing and managing drilling fluid. Schlumberger Oilfield Review 6: 33–43.

Boek, E.S., Coveney, P.V. & Skipper, N.T. (1995). Monte Carlo molecular modeling studies of hydrated Li-, Na-, K-smectites: understanding the role of potassium as a clay swelling inhibitor. Journal of the American Chemical Society 117: 12608–12617.

Cai, J., Yu, B., Zou, M. & Mei, M. (2010). Fractal analysis of invasion depth of extraneous fluids in porous media. Chemical England Sciences 65: 5178–5186.

Civan, F. (2007). Reservoir formation damage. Fundamentals, modeling assessment, and mitigation. Segunda edición, Amsterdam (Elsevier), 1114 páginas.

Chang, F.R.C., Skipper, N.T. & Sposito, G. (1995). Computer simulation of interlayer molecular structure in sodium montmorillonite hydrates. Langmuir 11: 2734–2741.

Chávez-Páez, M., de Pablo, L. & de Pablo, J.J. (2001). Monte Carlo simulations of Ca-montmorillonite hydrates. Journal of Chemical Physics 114: 10948–10953.

Christidis, G.E., Blum, A.E. & Eberl, D.D. (2006). Influence of layer charge and charge distribution of smectites on the flow behaviour and swelling of bentonites. Applied Clay Science 34: 125–138.

Diaz-Perez, A., Cortes-Monroy, I. & Roegiers, J.C. (2007). The role of water/clay interaction in the shale characterization. Journal of Petroleum Science and Engineering 58: 83–98.

Dong, B., Meng, M., Qiu, Z., Lu, Z., Zhang, Y. & Zhong, H. (2019). Formation damage prevention using microemulsion in tight sandstone gas reservoir. Journal of Petroleum Science and Engineering, 173: 101-111.

Ehrlich, R., Kennedy, S.K., Crabtree, S.J. & Cannon, R.L. (1984). Petrographic image analysis; I, Analysis of reservoir pore complexes. Journal of Sedimentary Research, 54: 1365–1378.

Ejeke, C. F., Anakwuba, E. E., Preye, I. T., Kakayor, O. G. & Uyouko, I. E. (2017). Evaluation of reservoir compartmentalization and property trends using static modelling and sequence stratigraphy. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 7: 361-377.

Gatewood, J. R., Hall, B. E., Roberts, L. D. & Lasater, R. M. (1970). Predicting results of sandstone acidizing. Journal of Petroleum Technology, 22: 693-700.

Ghasemi, M., Moslemizadeh, A., Shahbazi, K., Mohammadzadeh, O., Zendehboudi, S. & Jafari, S. (2019). Primary evaluation of a natural surfactant for inhibiting clay swelling. Journal of Petroleum Science and Engineering, 178: 878-891.

Ghasemian, J., Riahi, S., Ayatollahi, S. & Mokhtari, R. (2019). Effect of salinity and ion type on formation damage due to inorganic scale deposition and introducing optimum salinity. Journal of Petroleum Science and Engineering, 177: 270-281.

Gkay, D. H. & Rex, R. W. (1966). Formation damage in sandstones caused by clay dispersion and migration. Clays and Clay Minerals, Pergamon: 355-366.

Guggenheim, S. & Koster Van Groos, A.F. (2001). Baseline studies of the clay minerals society source clays: thermal analysis. Clays and Clay Minerals 49: 433–443.

Halim, M. C., Hamidi, H. & Akisanya, A. R. (2021). Minimizing formation damage in drilling operations: A critical point for optimizing productivity in sandstone reservoirs intercalated with clay. Energies, 15: 162.

Hammouda, B. (2008). Probing nanoscale structures — The SANS toolbox. Publicación electrónica (http://www.ncnr.nist.gov/staff/hammouda/the_SANS_toolbox.pdf).

Harjupatana, T., Miettinen, A. & Kataja, M. (2022). A method for measuring wetting and swelling of bentonite using X-ray imaging. Applied Clay Science, 221: 106485.

Hashem, M. K., Nasr-El-Din, H. A. & Hopkins, J. A. (1999). An experience in acidizing sandstone reservoirs: a scientific approach. En SPE Annual Technical Conference and Exhibition 56528.

Hensen, E. J. & Smit, B. (2002). Why clays swell. The Journal of Physical Chemistry B, 106: 12664-12667.

Habesch, S. M. (1990a). The evaluation of pore-geometry networks in clastic reservoir lithologies using microcomputer technology. En Microcomputer Applications in Geology 2 (pp. 91-110). Pergamon.

Habesch, S. M. (1990b). Pore geometry evaluation by petrographic image analysis. En Computer Applications in Resource Estimation (pp. 301-320). Pergamon.

Ichikawa, K. & Sato, H. (2024). Measurements of Thermodynamic Data of Water in Ca-Bentonite by Relative Humidity Method. Minerals, 14: 1-20.

Jalal, F. E., Xu, Y., Iqbal, M., Javed, M. F. & Jamhiri, B. (2021). Predictive modeling of swell-strength of expansive soils using artificial intelligence approaches: ANN, ANFIS and GEP. Journal of Environmental Management, 289: 112420.

Janjuhah, H.T., Alansari, A., Ghosh, D.P. & Bashir, Y. (2018). New approach towards the classification of microporosity in Miocene carbonate rocks, Central Luconia, offshore Sarawak, Malaysia. Journal of Natural Gas Geoscience 3: 119–133.

Jolley, S. J., Fisher, Q. J. & Ainsworth, R. B. (2010). Reservoir compartmentalization: an introduction. En Reservoir compartmentalization (editado por Jolley, S., Fisher, Q., y Ainsworth, R.). Geological Society of London, Special Publication 347, 363 páginas.

Katti, K.S. & Katti, D.R. (2006). Silica–water interactions in montmorillonite using fourier transform infrared spectroscopy: relationship to swelling and swelling pressure. Langmuir 22: 532–537.

Kaye, L. N. (1991). Core analysis to calibrate geological interpretation. Advances in core evaluation II reservoir appraisal: Gordon and Breach Science Publishers, Philadelphia, 3-15.

Lagaly G.; Schulz, O. & Zimehl, R. (1997). Dispersionen und Emulsionen. Steinkopff Verlag, Alemania, 559 páginas.

Limarino, C. O., Giordano, S. R. & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88: 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L. & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98: 102480.

MacEwan D.M.C. & Wilson M.J. (1980). Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. En: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification, editado por Brindley, G.W y Brown, G.). Monograph no. 5, Mineralogical Society, London: 197-248

Madejova, J., Janeka, M., Komadela, P., Herbert, H. & Moog, H.C. (2002). FTIR analyses of water in MX-80 bentonite compacted from high salinary salt solution systems. Applied Clay Science 20: 255–271.

Madsen F.T. & Muller-Vonmoos M. (1988) Das Quellverhalten der Tone. - Mitteilungen des Institutes fur Grundbau und Bodenmechanik, ETH Zurich, 133: 39–50.

McKie, T., Jolley, S. J. & Kristensen, M. B. (2010). Stratigraphic and structural compartmentalization of dryland fluvial reservoirs: Triassic Heron Cluster, Central North Sea. En Jolley, S. J., Fisher, Q. J., Ainsworth, R. B., Vrolijk, P. J. & Delisle, S. (editores) Reservoir Compartmentalization. Geological Society, London, Special Publications, 347: 165–198.

Milliken, K.L. & Curtis, M.E. (2016). Imaging pores in sedimentary rocks: foundation of porosity prediction. Marine and Petroleum Geology 73: 590–608.

Mohan, K. K., Reed, M. G. & Fogler, H. S. (1999). Formation damage in smectitic sandstones by high ionic strength brines. Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects, 154: 249-257.

Mondal, I., Chaturvedi, P. C. & Haldia, B. S. (2022). Modelling of Relative Permeability from Fluid Substituted NMR T2 Distribution and Synthetic Capillary Pressure Data: An Innovative Technique in Carbonate. Association of Petroleum Geologist, GeoIndia: 1-5.

Mooney, R.W., Keenan, A.G. & Wood, L.A. (1952). Adsorption of water vapor by montmorillonite. II. Effect of exchangeable ions and lattice swelling as measured by X-Ray diffraction. Journal of the American Chemical Society 74: 1371–1374.

Mutti, M., Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Rumbelsperger, A. M. B., Maerz, S. & Coira, B. (2023). Constraining depositional evolution and reservoir compartmentalization in a mixed carbonate-siliciclastic lacustrine system: The Yacoraite formation, Salta Group, NW Argentina. Marine and Petroleum Geology, 149: 106049.

Nakajima, T. & Xue, Z. (2018). Advanced Well Log Analyses Using Image Data at the Nagaoka CO_2 Injection Site. In 14th Greenhouse Gas Control Technologies Conference: 21-26 Melbourne.

Nasralla, R. A. & Nasr-El-Din, H. A. (2014). Impact of cation type and concentration in injected brine on oil recovery in sandstone reservoirs. Journal of Petroleum Science and Engineering, 122: 384-395.

Net, L.I. & Limarino, C.O. (2000). Caracterización y origen de la porosidad en areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero superior), Cuenca Paganzo, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 49–72.

Norrish, K. (1954). The swelling of montmorillonite. Discussions of the Faraday Society, 18, 120134.

Permanyer, A., Rebufa, C. & Kister, J. (2007). Reservoir compartmentalization assessment by using FTIR spectroscopy. Journal of Petroleum Science and Engineering. 58: 464-471.

Porter, K. E. (1989). An Overview of Formation Damage. Journal of Petroleum Technology 41: 780–786.

Quintero, L. (2002).An overview of surfactant applications in drilling fluids for the petroleum industry. Journal of Dispersion Science and Technology 23: 393–404.

Rodriguez, R.A. & Limarino, C.O. (2016). Porosidad y permeabilidad: "hacia una integración petrofísica - geológica". In: Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O. (Eds.), Segundas Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Comodoro Rivadavia, Acta de Resúmenes: 80–81.

Ruedrich, J., Bartelsen, T., Dohrmann, R., & Siegesmund, S. (2011). Moisture expansion as a deterioration factor for sandstone used in buildings. Environmental Earth Sciences, 63: 1545-1564.

Slatt, R. M. (2006). Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers. Volume 61, Elsevier, 478 páginas.

Smith, C. F., & Hendrickson, A. R. (1965). Hydrofluoric acid stimulation of sandstone reservoirs. Journal of Petroleum Technology, 17: 215-222.

Smalley, M. (2006). Clay Swelling and Colloid Stability. CRC Press, Boca Raton, Florida

Tambach, T.J., Hensen, E.J.M. & Smit, B. (2004). Molecular simulations of swelling clay minerals. Journal of Physical Chemistry B 108: 7586–7596.

Thomas, R. L., Saxon, A. & Milne, A. W. (1998). The Use of Coiled Tubing During Matrix Acidizing of Carbonate Reservoirs Completed in Horizontal, Deviated, and Vertical Wells Paper SPE Production & Facilities: 147–162.

Thomas, R. L., Nasr-El-Din, H. A., Mehta, S., Hilab, V. & Lynn, J. D. (2002). The Impact of HCI to HF Ratio on Hydrated Silica Formation During the Acidizing of a High Temperature Sandstone Gas Reservoir in Saudi Arabia. Paper SPE 77370.

Tiab, D. & Donaldson, E. C. (2024). Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. Elsevier, 950 páginas.

Wang, J., Huang, Y., Zhou, F., Song, Z. & Liang, X. (2020). Study on reservoir damage during acidizing for high-temperature and ultra-deep tight sandstone. Journal of Petroleum Science and Engineering, 191, 107231.

White, J., Kirkland, B. & Gournay, J. (1998). Quantitative porosity determination of thin sections using digitized images. Journal of Sedimentary Petrology, 68: 220–222.

Wilson, M. J., Wilson, L. & Patey, I. (2014a). The influence of individual clay minerals on formation damage of reservoir sandstones: a critical review with some new insights. Clay Minerals, 49: 147-164.

Wilson, L., Wilson, M. J., Green, J. & Patey, I. (2014b). The influence of clay mineralogy on formation damage in North Sea reservoir sandstones: A review with illustrative examples. Earth-Science Reviews, 134: 70-80.

Yang, Y., Li, Y., Yao, J., Zhang, K., Iglauer, S., Luquot, L. & Wang, Z. (2019). Formation damage evaluation of a sandstone reservoir via pore-scale X-ray computed tomography analysis. Journal of Petroleum Science and Engineering, 183, 106356.

Zeinijahromi, A., Farajzadeh, R., Bruining, J.H. & Bedrikovetsky, P. (2016). Effect of fines migration on oil–water relative permeability during two-phase flow in porous media. Fuel, 176: 222–236.

Zhang, S. & Zhengwei, F. (2020). Permeability damage micro-mechanisms and stimulation of low-permeability sandstone reservoirs: A case study from Jiyang Depression, Bohai Bay Basin, China. Petroleum Exploration and Development, 47: 374-382.

Zhou, Z., Gunter, W. D., Kadatz, B. & Cameron, S. (1996). Effect of Clay Swelling on Reservoir Quality. Journal of Canadian Petroleum Technology, 35: 18–23.

CAPÍTULO 17: PETROLOGÍA SEDIMENTARIA Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

- *Introducción*
- *Estratigrafía secuencial y petrografía sedimentaria*
- *Relación entre petrofacies y el marco estratigráfico secuencial*
- *Estratigrafía secuencial y diagénesis*

INTRODUCCIÓN

El análisis estratigráfico secuencial tiene como objetivo dividir el registro sedimentario en secuencias depositacionales, es decir conjunto de estratos limitados por superficies de erosión subaérea (discordancias) o sus conformidades (concordancias) correlativas. Los límites de las secuencias se forman por una rápida caída del nivel de base (ej. el nivel del mar). Dentro de cada secuencia, los cortejos depositacionales (*systems tracts*) agrupan ambientes depositacionales contemporáneos vinculados a un segmento específico en la curva de cambios en el nivel de base. Cada cortejo se define por la geometría de los estratos respecto de sus superficies limitantes, su posición dentro de la secuencia y los patrones de apilamiento interno (progradacional, agradacional o retrogradacional). Si bien la literatura es muy profusa y su análisis queda más allá de los objetivos de este libro, podemos resumir los conceptos básicos de la estratigrafía secuencial enunciados por diferentes autores (Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1990; Hunt y Tucker, 1992; Catuneanu et al., 2009; Catuneanu, 2022). Para simplificar podemos decir que para los ambientes marinos y costeros Catuneanu (2022) reconoce cuatro cortejos principales: sistema de nivel de mar bajo (LST), sistema transgresivo (TST), sistema de nivel de mar alto (HST) y sistema de etapa de caída del nivel del mar (FSST) previamente denominado cortejo de regresión forzada (FRST, Fig. 17.1). Por otra parte, para los sistemas fluviales desvinculados con el nivel del mar, Catuneanu et al. (2009) y Marenssi et al. (2015) reconocieron dos cortejos denominados de baja acomodación (LAST) y de alta acomodación (HAST) (Fig. 17.2). Estos cortejos fueron posteriormente revisados por Catuneanu (2022) quien los denominó de baja y alta amalgamación, llevando exactamente las mismas siglas que los anteriores, pero ubicándolos en posiciones inversas y con significados opuestos a los originales. Nosotros preferimos mantener aquí las denominaciones originales, primero porque hacen referencia al control estratigráfico (acomodación) y no al efecto (amalgamación), y segundo porque utilizando la nueva nomenclatura propuesta por Catuneanu (2022) una misma secuencia depositacional quedaría integrada por dos cortejos depositacionales similares.

Dentro de los cortejos depositacionales pueden reconocerse paquetes de estratos concordantes y genéticamente relacionados limitados por superficies de inundación (o lo

que en los ambientes continentales podría corresponder con un súbito aumento en la acomodación), denominados como parasecuencias por Van Wagoner et al. (1990) en los ambientes marinos y costeros. Las secuencias depositacionales están limitadas y contienen diferentes superficies de valor cronoestratigráfico que pueden ser divididas entre aquellas de baja (ej. límite de secuencias) y alta (ej. límite de parasecuencias) frecuencia (para una discusión más completa sobre estas superficies véase por ejemplo Miall et al., 2021 y Catuneanu, 2022).

La estratigrafía secuencial se basa entonces en el análisis de estratos genéticamente relacionados dentro de un marco cronoestratigráfico. Los patrones de apilamiento de estos cuerpos están controlados por la relación de los cambios entre la tasa de creación o destrucción de espacio (lo que comúnmente se denomina "acomodación") y la tasa de aporte de sedimentos.

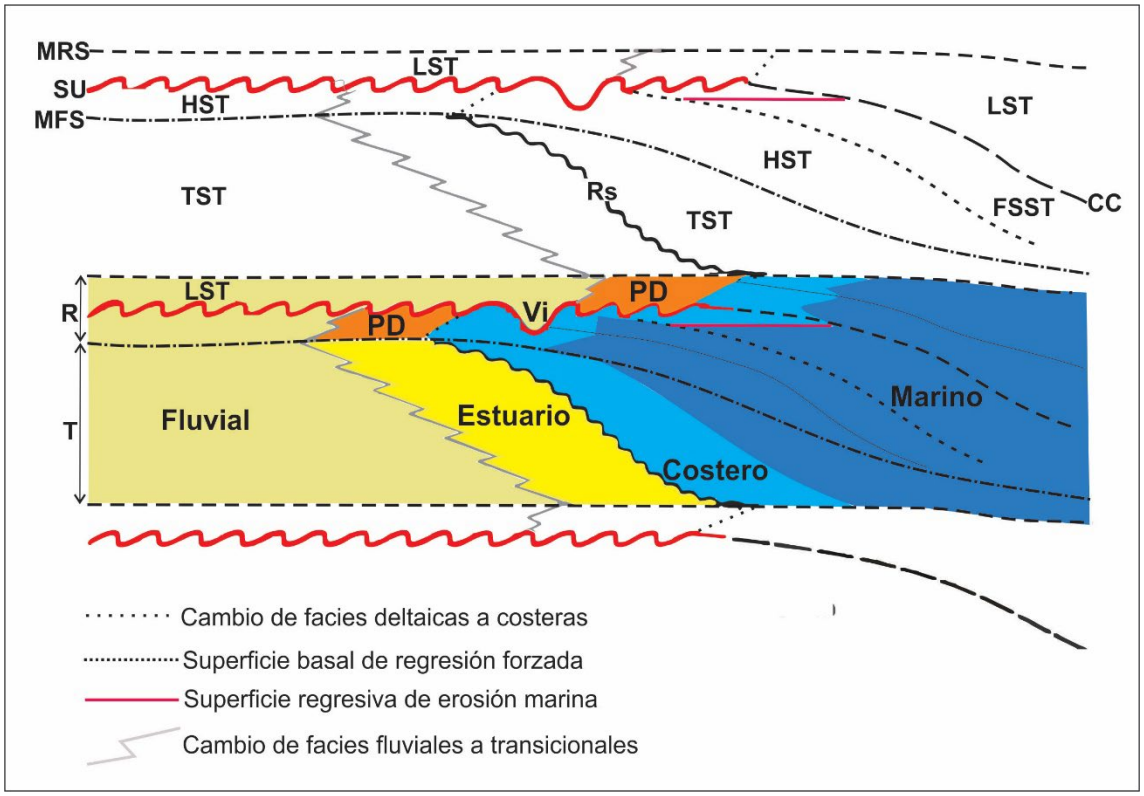


Figura. 17.1 Secuencias, cortejos depositacionales, facies y superficies limitantes en ambientes costeros y marinos. Modificada de Catuneanu (2022). LST: Cortejo de nivel del mar bajo; TST: Cortejo transgresivo; HST: Cortejo de nivel del mar alto; FSST: Cortejo de caída del nivel del mar; SU: Discordancia subaérea; CC: Concordancia correlativa a la SU; MFS: Superficie de máxima inundación; MRS: Superficie de máxima regresión; T: Transgresión; R: regresión; Vi: Valle inciso; PD: Planicie deltaica; Rs: Superficie de enrase por oleaje.

La estratigrafía secuencial permite predecir la distribución de facies (Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Emery y Myers, 1996; Posamentier y Allen, 1999; Catuneanu, 2022), lo que aporta información *a priori* sobre, por ejemplo, la distribución de litofacies y hasta la porosidad depositacional (Van Wagoner et al., 1990; Posamentier

y Allen, 1999). A pesar de ello, la estratigrafía secuencial ha sido durante muchos años una disciplina desconectada de los estudios petrológicos de areniscas y conglomerados.

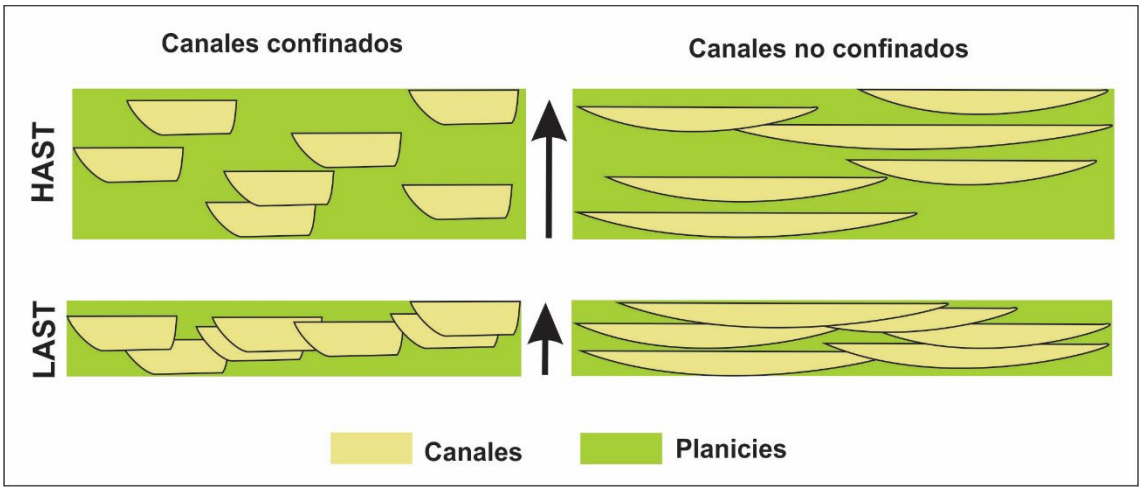


Figura 17.2 Cortejos depositacionales de baja (LAST) y alta (HATS) amalgamación para sistemas fluviales confinados y no confinados. Modificada de Catuneanu (2022) con la nomenclatura original de Marenssi et al. (2015).

Aunque en principio parecería correcto pensar una relación directa entre la composición de los sedimentos clásticos y las secuencias depositacionales, los procesos diagenéticos no parecen tener un vínculo directo con la estratigrafía secuencial ya que la diagénesis profunda está controlada principalmente por condiciones postdepositacionales (Capítulo 5) mientras que el desarrollo de las secuencias depende de condiciones mayormente sindepositacionales. Mientras que la primera apreciación es bastante acertada y se ha estudiado principalmente a través de la relación entre las modas detríticas y las áreas de aporte con el desarrollo de conceptos tales como petrosomas (Ingersoll y Cavazza, 1991) y discordancias petrográficas (superficies que limitan petrosomas), la realidad es que no siempre se observan cambios composicionales a través de los límites de secuencia o de las superficies internas de las mismas. Por otra parte, la relación entre la estratigrafía secuencial y la diagénesis aún permanece en un estado embrionario, aunque probablemente sea un área de intensa investigación en un futuro próximo debido, entre otras cosas, a la necesidad de poder predecir las propiedades petrofísicas de posibles reservorios durante la exploración de hidrocarburos.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA

Las secuencias depositacionales pueden ser estudiadas mediante la petrografía sedimentaria a través del análisis de las variaciones espaciales y temporales de las características texturales y composicionales de las sedimentitas que las componen.

Básicamente, la textura de los sedimentos está controlada por los mismos factores alogénicos (por ejemplo, cambios eustáticos, climáticos y tectónicos) y autogénicos (por

ejemplo, transporte de sedimentos) que rigen la arquitectura estratigráfica-secuencial de una sucesión sedimentaria. De hecho, estas características constituyen elementos esenciales de las facies sedimentarias que componen las unidades estratigráficas, por lo que la relación entre la petrografía sedimentaria y la estratigrafía secuencial es aquí directa.

Así mismo, cuando existen áreas de aporte intracuencales, los cambios relativos en el nivel del mar en ambientes de plataforma pueden ejercer una influencia directa sobre la relación entre granos intracuencales/extracuencales (Zuffa et al., 1995). En áreas parálicas y continentales se ha reportado una asociación de estratos carbonosos y mantos de carbón con la mayoría de las superficies significativas desde el punto de vista estratigráfico secuencial, por ejemplo, límites de secuencia y parasecuencias, superficies transgresivas, de inundación y de máxima inundación (Diessel, 1998; Limarino et al., 2021). Finalmente, en cuencas mediterráneas, incisiones provocadas por cambios en el nivel de base de los sistemas fluviales pueden quedar marcados por la presencia de conglomerados y brechas intraformacionales (Limarino et al., 2010; Marenssi et al., 2015).

En teoría, las secuencias depositacionales no solo pueden ser caracterizadas por su arquitectura de facies y sus litofacies sino también por su organización interna en "petrosomas" (unidades estratigráficas definidas por la composición de los sedimentos) ya que las discordancias que limitan las secuencias depositacionales de mayor jerarquía marcan profundas modificaciones paleogeográficas, no sólo dentro de las cuencas sedimentarias sino también, en muchos casos, en las áreas fuente de sedimentos. Por lo tanto, se podría esperar que cambios en la composición de las sedimentitas también tengan relación con las unidades secuenciales. Es por ello que, en principio, cambios abruptos en las petrofacies son esperables a través de los límites de secuencias y aún de los cortejos depositacionales cuando el desarrollo de las secuencias responde a modificaciones en el área fuente. Sin embargo, a través del mismo límite de secuencia pueden ocurrir también variaciones transicionales y graduales en la composición sedimentaria cuando estos límites se relacionan sólo con cambios eustáticos (Amorosi y Zuffa, 2011). En este sentido, Sloss (1984: 1) afirmaba que las discordancias petrológicas a través de las superficies de discordancias no son comunes en las secuencias cratónicas de Norteamérica, excepto donde están involucradas rocas del basamento, y Galloway (1989: 136) sostenía que los efectos de los cambios en el nivel del mar no afectan significativamente la cantidad o composición del suministro de sedimentos. Por el contrario, para Zuffa et al. (1995) los cambios relativos en el nivel del mar sí afectan el suministro de sedimentos, aunque estos autores advierten que, para detectar los cambios composicionales, "la petrología QFL de rutina" no es un procedimiento adecuado. Según estos últimos autores, se necesita leer la información que transportan los diversos tipos de granos (por ejemplo, diferenciar partículas intra y extracuencales) lo que implica la detección de la edad de los clastos en relación con la edad del depósito.

En cuencas donde los cambios relativos en el nivel del mar son el principal control en el desarrollo de las secuencias depositacionales, estas fluctuaciones pueden ejercer una

influencia directa en el balance entre granos intra y extracuencales (Zuffa et al., 1995). Así, diferentes mezclas de sedimentos pueden quedar disponibles para ser depositadas en áreas de plataforma o ser resedimentadas en áreas más profundas de la cuenca para cada momento de la curva de fluctuación del nivel del mar. Es por ello que para detectar las modificaciones dentro de las cuencas producidas sólo por cambios en el nivel de base, sin cambios apreciables en las áreas fuente, Zuffa (1980, 1987, 1991) propuso clasificar las partículas según tres atributos básicos): 1) Composicional: granos carbonáticos versus clastos no carbonáticos, 2) Relaciones espaciales: origen intracuencal versus origen extracuencal de las partículas, y 3) Relaciones temporales: granos coetáneos o no coetáneos con respecto a una sucesión estratigráfica considerada, es decir, generados dentro de la cuenca por procesos químicos-bioquímicos o derivados de la descomposición de unidades de roca más antiguas.

Por otra parte, en cuencas relacionadas a márgenes tectónicamente activos, donde la interacción entre el levantamiento tectónico y la subsidencia predomina sobre la eustasia, la reorganización de las áreas fuente y los sistemas de transporte de sedimentos queda registrada en los cambios composicionales de las modas detríticas, donde las discordancias petrográficas marcan aproximadamente las superficies de las discontinuidades estratigráficas. Sin embargo, debe recordarse que la composición de las areniscas sólo proporciona una imagen distorsionada de la naturaleza litológica de las áreas fuente y que las modas detríticas reflejan la naturaleza de las áreas de procedencia (continentales, de arco u oceánicas) y el nivel tectonoestratigráfico alcanzado por la erosión en espacio y tiempo (Garzanti, 2016).

Diferentes procesos controlan la variabilidad composicional de las sucesiones clásticas, ejerciendo una influencia distinta a lo largo de diferentes escalas de tiempo. Las modificaciones de las áreas fuente están relacionadas con las condiciones climáticas, el relieve, la extensión de las áreas de drenaje y los tipos y la distribución areal de las rocas fuente. Las modificaciones de la cuenca involucran la profundidad del agua, la extensión regional y forma de la cuenca, los procesos de transporte y los patrones de dispersión de sedimentos. Procesos dependientes del tiempo, como la actividad tectónica y las fluctuaciones climáticas de largo período, pueden causar modificaciones en la composición de los sedimentos dentro de las secuencias depositacionales de alto rango (millones de años) y a través de superficies estratigráficas de primer orden (Marchesini et al., 2000; Cibin et al., 2001; Garzanti et al., 2003). Por otro lado, cambios rápidos en las áreas fuente, mezcla sedimentaria y selección hidráulica dentro de sistemas depositacionales individuales parecen controlar de manera más eficiente la composición de los sedimentos en secuencias de bajo rango (cientos de miles de años) y superficies estratigráficas de alta frecuencia (Amorosi y Zuffa, 2011). Los estudios petrográficos correctamente concebidos pueden proporcionar una herramienta adicional para reconocer los límites de secuencia y desentrañar la anatomía interna de las unidades delimitadas por discordancias.

Se puede pensar de todos modos que la relación entre los cambios en las áreas de procedencia y la composición de las areniscas y conglomerados es el vínculo más directo

entre la petrología sedimentaria y la estratigrafía secuencial. Numerosos estudios indican que a través de superficies estratigráficas de diferentes jerarquías y significados estratigráficos secuenciales pueden ocurrir cambios composicionales (Garzanti, 1991; Amorosi, 1995; Zuffa et al., 1995; Marchesini et al., 2000; Arribas et al., 2003; Lawton et al., 2003; Garzanti et al., 2011). Sin embargo, el uso de la variación en la composición de las areniscas como herramienta en la estratigrafía secuencial aún se encuentra en una etapa temprana y requiere estudios complementarios para generalizar su efectividad y poder establecer modelos predictivos (por ejemplo, véase Garzanti, 2016).

El objetivo a futuro será entonces integrar la petrografía de areniscas y conglomerados con la estratigrafía secuencial, investigando la importancia relativa de los factores alogénicos que pueden producir cambios en la composición de las sedimentitas entre secuencias depositacionales adyacentes y aún dentro de las mismas secuencias. Por otro lado, será necesario desarrollar modelos conceptuales de distribución de petrofacies dentro de un marco estratigráfico secuencial, con el objetivo de determinar dónde y en qué condiciones, pueden producirse cambios en la composición de las arenas en los límites clave de las unidades estratigráficas delimitadas por discontinuidades.

RELACIÓN ENTRE PETROFACIES Y EL MARCO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

En este sentido se destaca el trabajo pionero de Amorosi y Zuffa (2011) donde se presenta un marco conceptual que relaciona petrofacies (es decir, rocas de similar composición) y unidades estratigráficas secuenciales de diferentes jerarquías en donde se reconocen diferentes situaciones (Fig. 17.3):

Cambio composicional a través del límite de secuencia: La íntima relación entre la composición de las areniscas y la actividad tectónica fue documentada en un gran número de trabajos (por ejemplo, Ingersoll, 1978; Dickinson et al., 1983; Critelli, 1999; Garzanti et al., 2001; Miall y Arush, 2001; Arribas et al., 2003, 2007; Weissheimer de Borba et al., 2004; Critelli et al., 2018; véase Capítulo 15 de este libro). El desarrollo de discordancias a escala de cuenca debido a la tectónica suele ir acompañado de la depositación de sedimentos clásticos que difieren marcadamente en composición, por lo que diferentes petrofacies pueden permitir la caracterización de cada secuencia depositacional en términos de constituyentes clásticos y proveniencia (Arribas et al., 2003). Los cambios composicionales a través de las discontinuidades que delimitan secuencias generalmente marcan una reorganización abrupta del paleodrenaje en respuesta a un levantamiento tectónico (Ryu y Niem, 1999; Roca y Nadon, 2007; Vezzoli y Garzanti, 2009).

En términos de la estratigrafía secuencial, los cambios en la composición de las areniscas a través de los límites de secuencia probablemente se registren (i) en el margen de la cuenca, mediante cambios petrográficos abruptos dentro de cuerpos de arena fluviales-estuarinos a litorales y de plataforma que se superponen directamente sobre el límite de secuencia, (ii) en ambientes marinos de aguas profundas, en la base de

sucesiones de turbiditas de *lowstand* (conformidad correlativa), aunque en estas condiciones el cambio petrográfico a través del límite de secuencia dentro de los depósitos de turbiditas es más probable que sea un proceso gradual y continuo, no episódico, que puede ocurrir a lo largo de un período de tiempo considerablemente largo.

Falta de cambio composicional a través del límite de secuencia: Dentro del ámbito aluvial, las variaciones del nivel del mar o de la acomodación no necesariamente producen cambios significativos en las direcciones de drenaje, y, por lo tanto, variaciones composicionales a través de los límites de las secuencias (Vezzoli y Garzanti, 2009). En estos casos, las areniscas fluviales de secuencias superpuestas pueden ser petrográficamente indistinguibles, un fenómeno conocido como "congruencia" (Lawton et al., 2003). Los límites de secuencia congruentes son más propensos a registrar episodios de caída del nivel del mar en lugar de cambios en el nivel base impulsados por tectónica. Estos últimos, al ejercer una influencia directa en la forma de la cuenca, es probable que causen cambios significativos en los patrones de dispersión de sedimentos y, por lo tanto, cambios en las petrofacies a través de los límites de secuencia.

Cambios composicionales diferentes a través de un mismo límite de secuencia: Las areniscas de la porción basal de una secuencia depositacional pueden ser arquitectónicamente similares, pero sus características composicionales y de dispersión pueden ser diferentes, si los sedimentos derivan al mismo tiempo de fuentes separadas (Lawton et al., 2003). Esto implica que simultáneamente pueden existir petrofacies distintas en diferentes partes de la cuenca a través del mismo límite de secuencia (Spadafora, 1998). La ocurrencia de variaciones composicionales sincrónicas es una característica comúnmente observada donde la actividad tectónica lleva a la partición de la cuenca con cambios abruptos en el desarrollo de la cuenca de drenaje. Diferentes puntos de entrada de sedimento en una misma cuenca probablemente produzcan el inicio coetáneo de diferentes petrofacies por encima del límite de secuencia en diferentes partes de la cuenca, tal como lo atestigua Damanti (1993) para la Cuenca del Bermejo (norte de Argentina).

Cambios composicionales similares a través de diferentes límites de secuencia: Dentro de las fajas plegadas y corridas, la evolución composicional a lo largo del tiempo puede llevar a la ocurrencia del mismo cambio de petrofacies a través de límites de secuencia no coetáneos. Esta característica particular, que está estrictamente relacionada con el reciclaje y la canibalización de sedimentos, se observa cuando la misma unidad litoestratigráfica está involucrada en eventos de levantamiento y cabalgamiento en tiempos sucesivos, de acuerdo con la posición y activación de las fallas. Como consecuencia, la misma unidad puede actuar como fuente de sedimento en diferentes fases de la evolución de la cuenca, y el mismo cambio de petrofacies con diferentes edades puede ser registrado en diferentes partes del sistema (Spadafora, 1998).

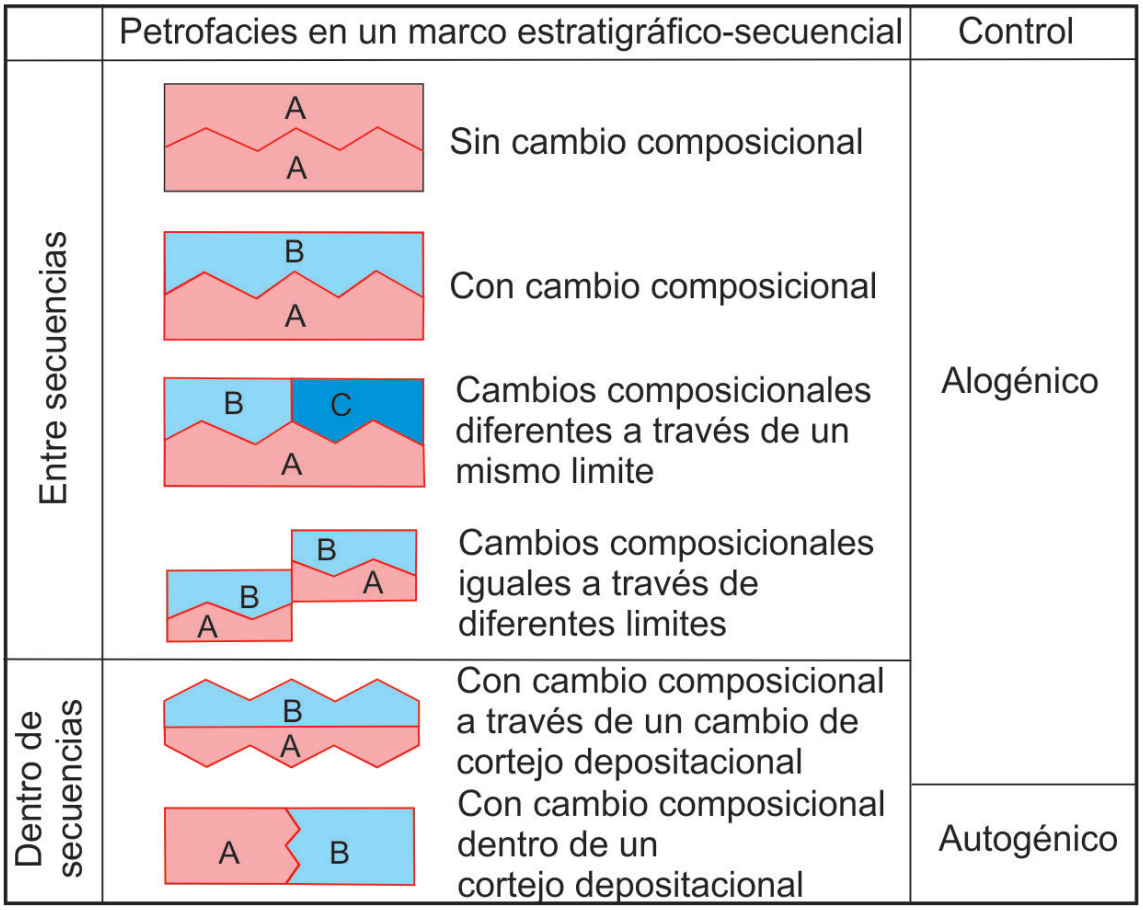


Fig. 17.3: Marco conceptual que relaciona petrofacies y unidades estratigráficas secuenciales (Modificado de Amorosi y Zuffa, 2011).

Cambio composicional a través del límite de cortejos depositacionales: Los patrones de composición de areniscas pueden verse fuertemente afectados por cambios en el nivel del mar, y, por lo tanto, registrar variaciones sistemáticas de un cortejo depositacional a otro (Ryu y Niem, 1999; Marchesini et al., 2000). La dispersión de sedimentos, y por ende la composición de las arenas, puede evolucionar a lo largo de la secuencia, en respuesta a cambios en la acomodación (Lawton et al., 2003). Por ejemplo, las areniscas turbidíticas del *lowstand* pueden ser texturalmente inmaduras y gracias a un rápido soterramiento, o la falta de un retrabajo posterior, pueden contener abundantes clastos químicamente inestables. En contraste, las areniscas deltaicas del *highstand* probablemente se caractericen por una mayor proporción de componentes resistentes a la abrasión, debido a la continua acción de las olas, corrientes paralelas a la costa y mareas relacionadas con la progradación de la línea de costa.

También pueden esperarse cambios en las petrofacies a través de la superficie transgresiva, reflejando el abrupto cambio de facies entre areniscas fluviales a estuarinas y de playa (Marchesini et al., 2000). Las superficies de inundación regionalmente extensas, incluida la superficie de máxima inundación, pueden albergar cantidades notables de granos intracuencales no carbonáticos, como glauconita y fosfatos. Las características de la glauconita pueden variar consistentemente dentro del cortejo

depositacional transgresivo, con abundancia y madurez máximas que marcan los picos de escasez de sedimentos (Loutit et al., 1988; Amorosi, 1995; Amorosi y Centineo, 1997).

La composición de sedimentos dentro de las secuencias puede también verse influenciada por cambios climáticos (por ejemplo, variaciones glaciares/interglaciares), llevando a una alternancia de formación de suelos con cobertura vegetal densa y otros de marcada denudación. En estos casos, los cambios en la composición a través de los cortejos depositacionales reflejarán la diferente extensión de la meteorización debido a las diferentes condiciones climáticas (Weltje et al., 1998; Lugli et al., 2007).

Cambio composicional dentro de los cortejos depositacionales: Aunque en secciones verticales los cortejos depositacionales individuales pueden ser identificados por cambios petrográficos diagnósticos, no se deben esperar relaciones simples entre las petrofacies en un marco estratigráfico secuencial tridimensional. Específicamente, la variabilidad de facies internas de los cortejos depositacionales puede llevar a cambios en las petrofacies entre depósitos coetáneos (es decir, cortejo de facies). Es probable que la máxima variabilidad de facies (y composicional) se observe dentro del lowstand y del highstand, donde las condiciones de estancamiento del nivel del mar fomentan una extensa progradación deltaica y costera, con una notable activación de procesos autocíclicos. Cambios petrográficos notables dentro de HST han sido reportados por Ryu y Niem (1999) y Marchesini et al. (2000). Por otro lado, se espera un cambio composicional menor dentro de los cortejos de facies del cortejo de sistemas de cuña de regresión forzada (FRSTW) y el cortejo transgresivo (TST). Aquí, la influencia del nivel del mar en amplias porciones de la cuenca, en términos de incisión fluvial y ahogamiento generalizado, respectivamente, reduce fuertemente la importancia relativa de los factores autocíclicos, favoreciendo el desarrollo de petrofacies más extensas lateralmente.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y DIAGÉNESIS

Si bien, como ya hemos dicho, los estudios texturales y composicionales de conglomerados y areniscas son rutinarios y su relación con la estratigrafía secuencial ha comenzado a ser estudiada, el vínculo entre la diagénesis y la estratigrafía secuencial no ha sido profundizado del mismo modo. Esto debido posiblemente, a que los controles en el desarrollo de las secuencias depositacionales son mayormente exógenos (excepto la subsidencia) y sindepositacionales, mientras que la diagénesis ocurre durante el soterramiento. Sin embargo, su relación se logra teniendo en cuenta que algunos de los parámetros que controlan la evolución estratigráfica secuencial de los depósitos sedimentarios, también ejercen un importante impacto en los procesos diagenéticos que ocurren cercanos a la superficie (eodiagénesis). Por otro lado, la subsidencia controla la velocidad de hundimiento y el tiempo de residencia de los sedimentos/rocas en profundidad que son factores de control principales durante la diagénesis profunda. Así

mismo, se debe recordar que los procesos ocurridos al comienzo del soterramiento (eodiagénesis temprana) desempeñan posteriormente un papel decisivo en la evolución de la diagénesis de enterramiento (mesodiagénesis). Por lo tanto, la integración de la estratigrafía secuencial y la diagénesis permite una comprensión y predicción adecuada de la distribución espacial y temporal de los procesos diagenéticos en las sucesiones sedimentarias.

La diagénesis de las rocas sedimentarias, que puede mejorar, preservar o destruir la porosidad y la permeabilidad primaria, está controlada por un complejo conjunto de parámetros interrelacionados (véase Capítulos 5 y 10) que van desde el entorno tectónico (que controla la historia termal de enterramiento de la cuenca y la composición de los sedimentos clásticos) hasta las facies depositacionales y las condiciones paleoclimáticas (Morad, 2000; Worden y Morad, 2003). La predicción de las propiedades de las rocas en función de la profundidad de enterramiento en cuencas sedimentarias requiere de una mayor integración entre los estudios diagenéticos, el análisis de facies y el marco que ofrece la estratigrafía secuencial. Esto ha comenzado a ocurrir de un modo sistemático, aunque discontinuo y aún incompleto desde la década de 2000 (Morad et al., 2012 y referencias allí citadas), enfocándose principalmente en ejemplos procedentes de ambientes marinos o transicionales y, en menor medida, en los sistemas fluviales.

Los cambios en el nivel de base y en el suministro de sedimentos no solo determinan el marco estratigráfico secuencial de los depósitos silicoclásticos, sino que también son un control importante sobre los factores que influyen en las modificaciones eodiagenéticas, las que posteriormente condicionan la diagénesis profunda. Normalmente, se citan como ejemplo los siguientes controles:

(i) Cambios en la química del agua poral. La química del agua poral varía durante la eodiagénesis entre composiciones marinas, salobres y meteóricas (Hart et al., 1992; Tucker, 1993; Morad, 1998; Morad et al., 2000, 2010). La química del agua poral es el principal control sobre una amplia gama de reacciones diagenéticas, incluidas la cementación, disolución y neomorfismo de carbonatos, y la disolución y caolinización de silicatos, especialmente feldespatos (Curtis, 1987; Morad et al., 2000). La composición de estas aguas, especialmente en zonas costeras, está controlada por los cambios en el nivel del mar (Fig. 17.4).

(ii) Tiempo de residencia. El tiempo de residencia de los sedimentos bajo condiciones geoquímicas específicas puede relacionarse con la tasa de sedimentación y subsidencia. Por ejemplo, la exposición subaérea prolongada de los sedimentos durante una regresión resulta en una extensa incursión de agua meteórica. Particularmente, bajo condiciones climáticas húmedas (Loomis y Crossey, 1996; Ketzer et al., 2003) las reacciones diagenéticas típicas son la disolución de cementos carbonáticos marinos y la caolinización de silicatos químicamente inestables (por ejemplo, micas y feldespatos). Por el contrario, las bajas tasas de sedimentación en una plataforma marina resultan en un tiempo de residencia prolongado de los sedimentos en y justo por debajo del fondo marino, y por lo tanto una diagénesis extendida de agua marina en los poros (Kantorowicz et al., 1987; Wilkinson, 1991; Morad et al., 1992; Amorosi, 1995; Morad et al., 2000).

Por lo tanto, las variaciones en el tiempo de residencia controlan la extensión de las alteraciones diagenéticas bajo las condiciones geoquímicas prevalentes.

(iii) Variación en la composición de los clastos y de la matriz. Las transgresiones y regresiones pueden causar cambios en la proporción de granos extracuencales e intracuencales, como, por ejemplo, glauconita, intraclastos pelíticos y bioclastos (Dolan, 1989; Fontana et al., 1989; Garzanti, 1991; Amorosi, 1995; Zuffa et al., 1995; Morad et al., 2000, 2010; Ketzer et al., 2002). Las transgresiones promueven la inundación de áreas de plataforma, aumentando considerablemente los sitios disponibles para la generación de partículas carbonáticas y reduciendo la oferta de sedimentos silicoclásticos hacia el borde de la plataforma, favoreciendo así la formación de glauconita y fosfato. En contraste, las regresiones disminuyen, o incluso detienen, la producción de los granos carbonáticos, promoviendo el aumento de la erosión y la redistribución de sedimentos silicoclásticos extracuencales (Dolan, 1989).

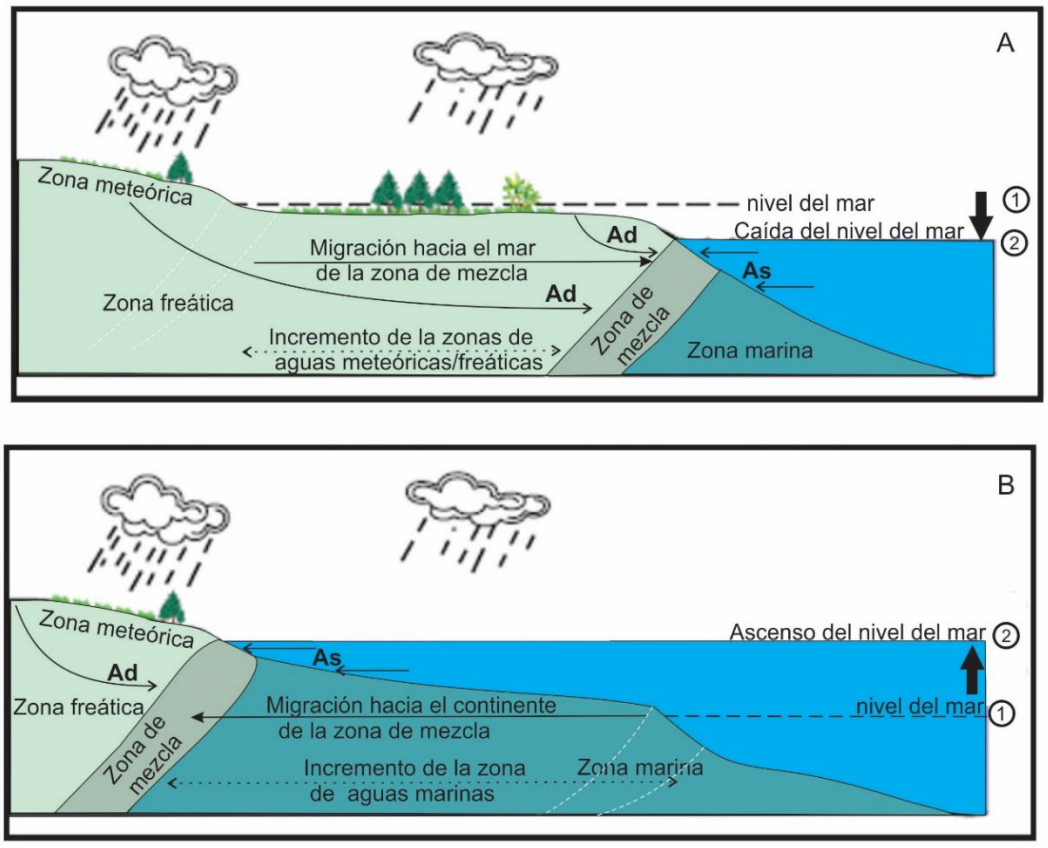


Figura 17.4 Desplazamiento de las zonas saturadas con agua dulce (Ad) y saladas (As) durante episodios de descenso (A) y ascenso del nivel del mar (B) en una plataforma marina (Modificado de Morad et al., 2012).

(iv) Contenido de materia orgánica en los sedimentos. Las cantidades y tipos de materia orgánica (Cross, 1988; Whalen et al., 2000), que controlan, a su vez, el potencial redox de las aguas porales y, en consecuencia, las reacciones de oxidación-reducción en los sedimentos anfitriones (Coleman et al., 1979; Curtis, 1987; Hesse, 1990; Morad, 1998) pueden estar fuertemente relacionadas con las facies sedimentarias, el clima y los

eventos transgresivos-regresivos (por ejemplo, Limarino et al., 2021). La productividad planctónica y, por lo tanto, la cantidad de materia orgánica marina reactiva en los sedimentos, aumenta en abundancia durante la transgresión (Pedersen y Calvert, 1990; Bessereau y Guillocheau, 1994; Whalen et al., 2000; Sutton et al., 2004). El contenido altamente reactivo de materia orgánica en los sedimentos marinos y parálicos causa una rápida y progresiva disminución del oxígeno disuelto en las aguas porales por debajo de la interfaz sedimento-agua, es decir, condiciones geoquímicas progresivamente más reductoras (Froelich et al., 1979; Berner, 1981). Estas condiciones tienen un profundo impacto en la formación de minerales ricos en Fe y Mn, como la pirita, la siderita, la dolomita ferrosa y los silicatos ricos en Fe (Curtis, 1987; Morad, 1998).

(v) Extensión e intensidad de la bioturbación, que introduce cambios locales o generalizados en la permeabilidad y el contenido de materia orgánica de las areniscas.

Extraer información valiosa sobre estos parámetros a partir de análisis de estratigrafía secuencial debería por lo tanto permitir un mejor entendimiento y tal vez realizar predicciones sobre los procesos diagenéticos.

Algunas de las reacciones diagenéticas que han sido relacionadas con la estratigrafía secuencial para sedimentos silicoclásticos en ambientes marinos y costeros se ejemplifican a continuación (Fig. 17.5):

Alteraciones diagenéticas a lo largo de los límites de secuencia: Las alteraciones diagenéticas en sedimentos silicoclásticos vinculadas a los límites de secuencia en ambientes costeros y continentales son promovidas por la percolación de aguas meteóricas y están fuertemente controladas por las condiciones climáticas y las variaciones del nivel del mar (Dutta y Suttner, 1986; Morad et al., 2000). Las alteraciones diagenéticas típicas incluyen la formación de paleosuelos, la formación de calcretes y dolocretes, la infiltración de arcilla, la disolución y caolinización de silicatos detríticos (por ejemplo, feldespatos). Calcretes, dolocretes y arcillas esmectíticas pueden formarse en las zonas vadosa y freática de los sedimentos de plataforma marina por debajo de las discordancias bajo condiciones climáticas semiáridas (Morad et al., 2000; Ketzer et al., 2003). La infiltración de arcillas ocurre en arenas de origen fluvial y en valles incisos, así como en otros sistemas de alta energía con exposición subaérea, como, por ejemplo, arenas de costa y de playa (Ketzer et al., 2003). En estos sistemas la formación de pseudomatriz a partir de intraclastos fangosos que tapizan límites de secuencia puede ser importante especialmente en ambientes de clima árido y semiárido (Ketzer y Morad, 2006).

Alteraciones diagenéticas a lo largo de los límites de parasecuencias, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación: Las superficies internas de las secuencias son sitios comunes de destrucción de porosidad porque los depósitos residuales que pueden tapizarlas y las areniscas suprayacentes muestran un gran potencial de cementación por calcita, dolomita, siderita y/o pirita o la formación de pseudomatriz a partir de intraclastos fangosos (Ketzer et al., 2003; Al-Ramadan et al., 2005; Ketzer y

Morad, 2006). Estas superficies, por lo tanto, pueden formar barreras para el flujo vertical de fluidos creando reservorios compartimentalizados entre cuerpos de arenisca amalgamados de diferentes parasecuencias (Kantorowicz et al., 1987; Ketzer et al., 2002) o secuencias (Marenssi et al., 2015) adyacentes.

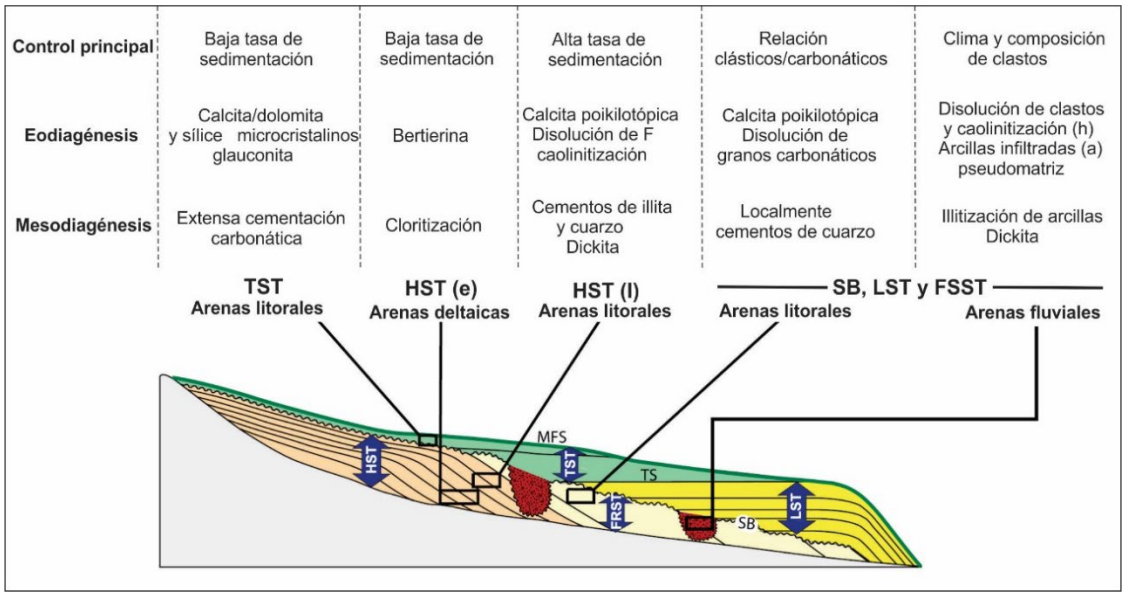


Figura 17.5. Principales procesos diagenéticos dentro del marco estratigráfico secuencial para ambientes silicoclásticos marinos y costeros. Modificado de Morad et al. (2010).

Otros factores importantes que controlan la formación de pseudomatriz y la cementación de las areniscas en la vecindad de las superficies de inundación (y sus superficies correlativas) incluyen la presencia de depósitos de carbón y depósitos residuales (*lags*) (Van Wagoner et al., 1990; Limarino et al., 2021). Los depósitos de carbón favorecen la formación de pirita y la cementación continua de calcita debido al aumento de la alcalinidad de las soluciones carbonatadas en las areniscas subyacentes y suprayacentes (Ketzer et al., 2003). Los depósitos residuales ricos en bioclastos carbonáticos o intraclastos pelíticos suelen estar extensamente cementados por calcita, dolomita o siderita (Molenaar, 1998; De Ros y Scherer, 2013). Por otro lado, los depósitos residuales ricos en intraclastos pelíticos pueden experimentar una reducción severa de porosidad debido a la abundante formación de pseudomatriz durante la compactación (Ketzer y Morad, 2006; El-Ghali et al., 2006; Limarino et al., 2017 y 2020).

Los límites de parasecuencias, superficies transgresivas y de máxima inundación en ambientes de plataforma, suelen estar frecuentemente tapizados por depósitos residuales generados por la erosión debido a la acción del oleaje sobre los sedimentos subyacentes (Posamentier y Allen, 1999). La composición de estos depósitos está en parte controlada por el tipo de sedimentos subyacentes y ejerce un profundo impacto en el tipo de alteraciones diagenéticas. En una transición desde la costa hacia la cuenca, estos depósitos pueden variar desde ser ricos en intraclastos pelíticos hasta en bioclastos y glauconita, favoreciendo patrones diagenéticos diferenciales (Ketzer et al., 2002; Ketzer y Morad, 2006). Una residencia prolongada de los sedimentos en del fondo marino, como

consecuencia de las bajas tasas de sedimentación a lo largo de las superficies transgresivas y de máxima inundación, resulta comúnmente en la formación de duricostras de carbonato, frecuentemente de calcita magnesiana o dolomita microcristalina (Ruffell y Wach, 1998; El-Ghali, 2005). Por otra parte, la glauconita se encuentra típicamente a lo largo de la porción media y exterior de las superficies transgresivas y de máxima inundación. La glauconita puede acumularse a lo largo de estas superficies mediante el retrabajo por olas o mareas, o bien formarse in situ (Amorosi, 1995). La generación de glauconita a lo largo de superficies de inundación marina se ve favorecida por las bajas tasas de sedimentación debido a la limitada llegada de sedimentos clásticos a la plataforma y, por lo tanto, al tiempo prolongado de residencia del sedimento en el fondo marino (Amorosi, 1995). La ocurrencia de abundantes granos de glauconita en las areniscas resulta en una reducción de porosidad y permeabilidad debido a su compactación formando pseudomatriz (Tilley y Longstaffe, 1984).

Alteraciones diagenéticas dentro del LST: Las areniscas del cortejo depositacional de mar bajo (LST), en particular, los depósitos fluviales en valles incisos bajo condiciones climáticas húmedas están comúnmente sometidas a una considerable hidrólisis y caolinización de sus silicatos (especialmente, feldespatos) debida a la circulación de aguas meteóricas (Morad et al., 2010; Ketzer et al., 2003; El-Ghali et al., 2006a, b). Otros tipos de minerales de arcilla en las areniscas del LST incluye esmectitas infiltradas que aparece como recubrimiento de granos (Walker et al., 1978; Moraes y De Ros, 1990, 1992). La cementación preferencial por calcita o dolomita de los depósitos residuales de canal pueden generar barreras de flujo en los reservorios fluviales. Por otra parte, los *lags* ricos en intraclastos pelíticos no cementados pueden generar barreras de permeabilidad a través de la generación de abundante pseudomatriz (Luo et al., 2009).

Durante el descenso relativo del nivel del mar, la asociación de facies de la planicie deltaica subácuea (planicies de mareas, pantanos, bahías interdistributarias y depósitos de desbordamiento) es cubierta por la asociación de facies de planicie deltaica subaérea (canales distributarios, albardones, etc.) y fluviales (relleno de canal, barras en espolón, planicie de inundación, etc.). Las facies arenosas más permeables son lavadas por aguas meteóricas durante el descenso del nivel del mar, lo que resulta en la disolución y caolinización de silicatos inestables (Ketzer et al., 2003; El-Ghali et al., 2006a, b, 2009).

Alteraciones diagenéticas dentro del TST y HST: Las alteraciones diagenéticas relacionadas con los cortejos depositacionales transgresivo (TST) y de mar alto temprano (HST) son similares a las que se encuentran a lo largo de la superficie transgresiva. Las areniscas parálicas y marinas costeras del TST (particularmente por debajo de la superficie de máxima inundación) y durante el HST temprano tienen un mayor potencial para ser cementadas por carbonatos (principalmente calcita) debido al tiempo prolongado de residencia en el fondo marino, ya que durante la transgresión se produce la retención de sedimentos de grano grueso en estuarios y a lo largo de la línea de rompiente, reduciendo el flujo de sedimentos hacia la plataforma (Emery y Myers, 1996). Además,

la cementación carbonática puede verse aumentada por la presencia de abundantes bioclastos que actúan como núcleos para la precipitación de calcita (Kantorowicz et al., 1987; Wilkinson, 1991, 1993; Taylor et al., 2000; Al-Ramadan et al., 2005; Burns et al., 2005).

El aumento en la tasa de creación de acomodación (es decir, disminución en la tasa de sedimentación y el ascenso del nivel de base) dentro del TST y durante el inicio del HST, también va acompañado de un aumento sistemático en la cantidad y madurez (aumento en el contenido de K) de la glauconita autóctona (Amorosi, 1995). El retrabajo marino de la glauconita puede resultar en la depositación de las llamadas ¨arenas verdes¨ en las llanuras costeras y estuarios. Por otra parte, en ambientes parálicos y deltaicos las mismas condiciones favorecen la formación de berthierina, odinita, pirita y la redepositación de glauconita paraautóctona (Amorosi, 1995, Fig. 17.5).

Durante el HST tardío en ambientes costeros tienden a desarrollarse deltas debido a la progradación en respuesta a una disminución en la tasa de ascenso relativo del nivel del mar (Emery y Myers, 1996). Las tasas de enterramiento relativamente altas de los sedimentos en ambientes deltaicos promueven un establecimiento rápido de las condiciones geoquímicas postóxicas y de reducción de Fe, que favorecen la formación de silicatos de hierro (berthierina y odinita), siderita y pirita (El-Ghali et al., 2009).

Los sedimentos marinos depositados durante el HST tardío muestran un aumento en el tamaño de grano y un engrosamiento de los depósitos de arenisca, mientras que presentan extensiones reducidas de bioturbación (Al-Ramadan et al., 2005). Los depósitos de costa llenan el espacio de acomodación disponible mediante la acreción lateral. Una disminución en la tasa de caída del nivel del mar y el desarrollo consiguiente de cortejos depositacionales de regresiones forzadas promueven la erosión por oleaje de los sedimentos marinos previos, resultando en la formación de la superficie regresiva de erosión marina. Una pausa en la caída del nivel del mar resulta en la deposición de arenas litorales sobre la superficie de erosión regresiva (Proust et al., 2001). Estos cuerpos de arena están, en algunos casos, cementados por calcita, particularmente en sus partes superiores (Al-Ramadan et al., 2005). Los iones de carbonato para esta calcita provienen de la disolución penetrante, a completa, de los granos de carbonato debida a la incursión de aguas meteóricas durante el descenso del nivel del mar (Al-Ramadan et al., 2005). Una caída importante en el nivel del mar y la exposición de las areniscas litorales resultará en la disolución del cemento de calcita, bioclastos y silicatos y la formación de caolinita (Loomis y Crossey, 1996; Ketzer et al., 2003b; El-Ghali et al., 2006).

Se espera que las areniscas litorales y parálicas del TST y el HST temprano estén sujetas a un mayor deterioro de porosidad debido a la cementación de carbonatos en comparación con los depósitos del LST y el HST tardío. Los depósitos del TST y el HST temprano tienen más probabilidades de contener bioclastos carbonáticos, que actúan como núcleos de cementación y fuente de iones para la precipitación de carbonatos (Ketzer et al., 2002; Al-Ramadan et al., 2005; Burns et al., 2005). Las areniscas fluviales del LST normalmente tienen más porosidad intragranular y más caolinita e illita que las

areniscas del TST y HST debido a la circulación más eficiente de aguas meteóricas en estas últimas.

Alteraciones diagenéticas en los sistemas fluviales: Los intentos de vincular los procesos diagenéticos en areniscas fluviales con su marco estratigráfico secuencial marino presentan serias dificultades e incertidumbres debido al impacto meramente indirecto, o incluso nulo, de los cambios en el nivel relativo del mar sobre la arquitectura de dichos depósitos, y por ende, en los cambios en la composición de las aguas porales eodiagenéticas junto al tiempo de exposición de los sedimentos. Es por ello que, la relación diagénesis estratigrafía secuencial debería sustentarse en los cambios en la tasa de acomodación, que, a su vez, influye en el sistema deposicional fluvial (Catuneanu, 2022) y en la velocidad de soterramiento. Al igual que con la estratigrafía secuencial el desarrollo de estos estudios comenzó a aplicarse para los ambientes marinos y costeros utilizando la nomenclatura "exxoniana" clásica (por ejemplo, El-Ghali et al., 2009) y alcanzó mayor desarrollo para las rocas carbonáticas.

A pesar que existen numerosos estudios generales sobre los procesos diagenéticos que ocurren en diferentes ambientes continentales (ej. Morad et al., 2010; Díaz et al., 2024, Fig. 17.6), la dificultad para establecer relaciones directas entre la diagénesis y las superficies estratigráficas de significado secuencial, y/o los cortejos depositacionales, se debe a la compleja distribución espacial y temporal de los cambios eodiagenéticos y mesodiagenéticos que ocurren en estos depósitos, muchas veces más vinculados al clima y la composición que a la arquitectura depositacional (Díaz et al., 2024, Fig. 17.7).

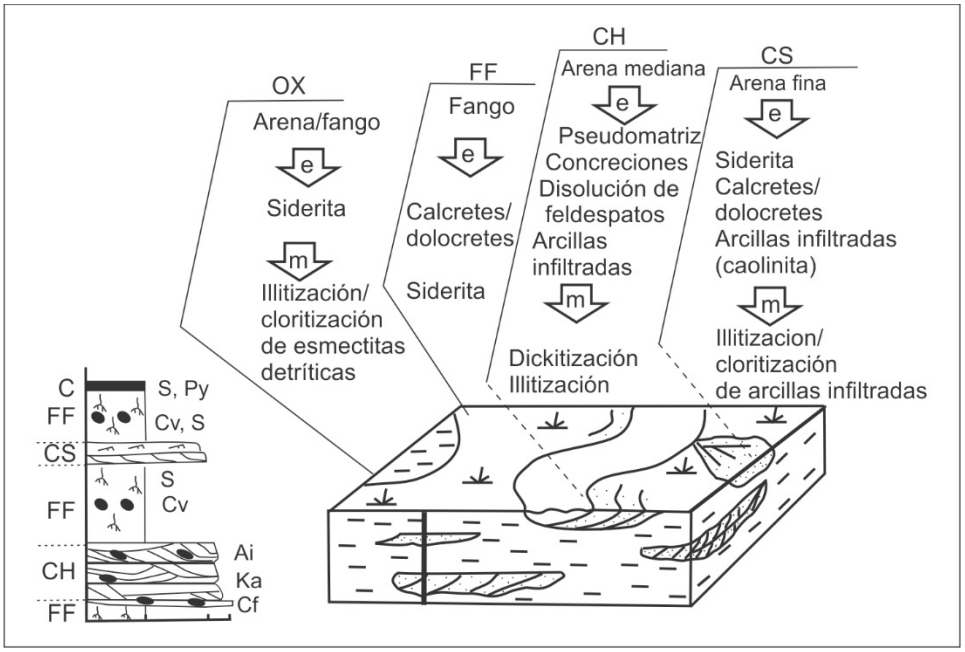


Figura 17.6. Block diagrama y perfil idealizados para un sistema fluvial meandriforme mostrando las facies, algunas alteraciones eodiagenéticas y su influencia en la evolución mesodiagenética. CH: canal; FF: planicies; CS: lóbulo de desbordamiento; OX: lago en herradura; C: carbón, Ka: caolinita: Cf: calcita freática: Cv: calcita vadosa: S: siderita; Py: pirita; e: eodiagénesis; m: mesodiagénesis. Modificado de Morad et al. (2012).

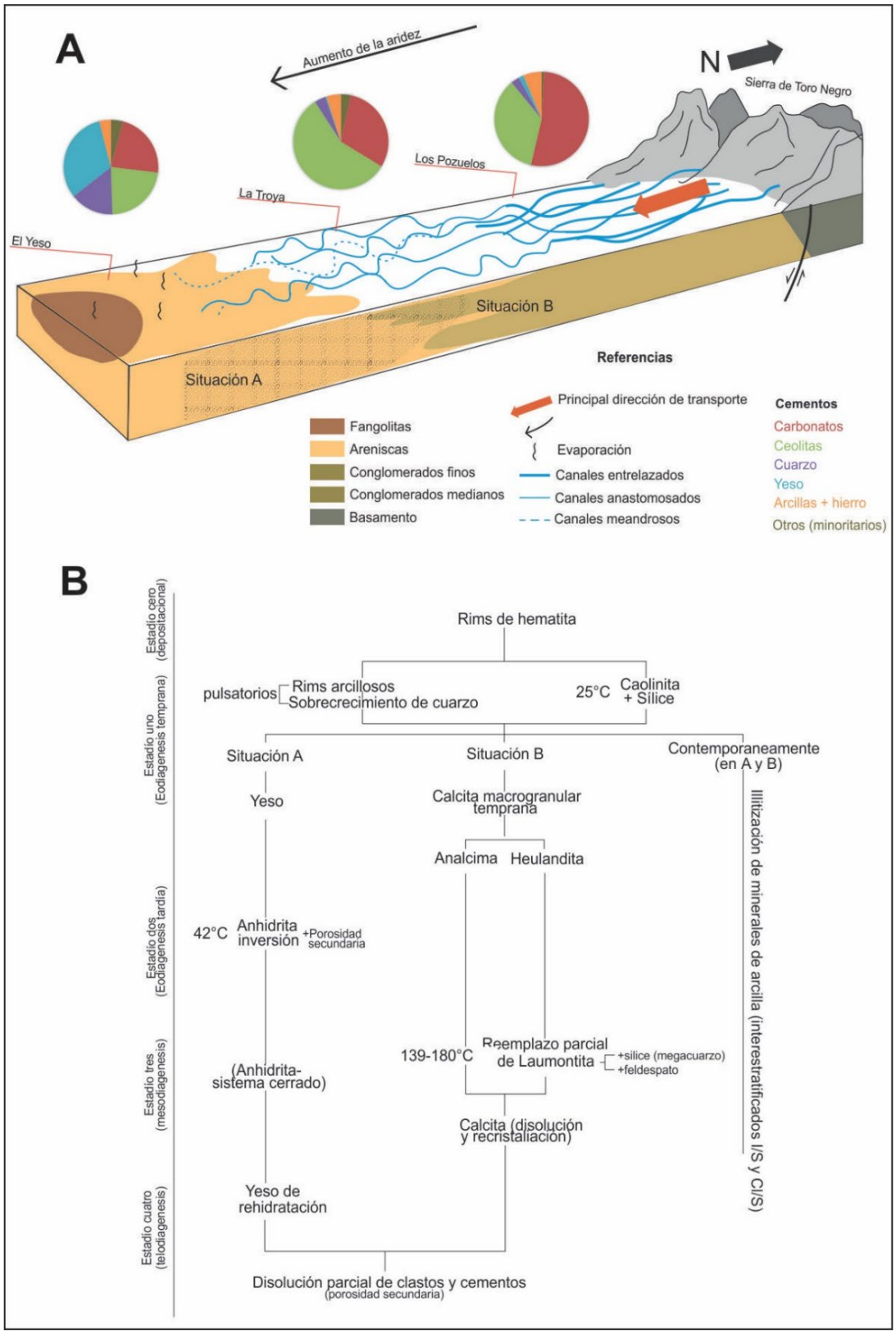


Figura 17.7. A. Block diagrama mostrando la relación entre la distribución de los principales cementos y su relación con los ambientes de sedimentación y B. Historia diagenética propuesta para una sucesión de ambientes continentales. Modificado de Díaz et al. (2024).

Los modelos generales, así como estudios sobre ejemplos particulares, sugieren que la infiltración mecánica de arcillas, los recubrimientos de arcillas y óxidos de hierro, la cementación por calcita y dolomita pedogénicas, la cementación por yeso y el desarrollo de pseudomatriz a partir de intraclastos fangosos durante la eodiagénesis, así como también los sobrecrecimientos de cuarzo, la inversión yeso-anhidrita, la illitización/cloritización de las arcillas infiltradas y la transformación de caolinita en dickita durante la mesodiagénesis, muestran patrones de distribución espacial y temporal bastante sistemáticos con las facies deposicionales (Morad et al., 2012; Díaz et al., 2024) y con los cortejos depositacionales en ambientes fluviales (El-Ghali et al., 2009).

A continuación, se ilustran algunos ejemplos donde se presentan los principales productos diagenéticos esperables para un sistema fluvial meandriforme (Morad 2012; Fig. 17.6), la distribución de cementos en una cuenca de antepaís mediterránea (Diaz et al., 2024; Fig. 17.7) y finalmente el modelo diagenético propuesto por El-Ghali et al. (2009) para areniscas marinas someras y fluviales triásicas (Fig. 17.8).

En lo que concierne al sistema fluvial meandriforme, un patrón que relaciona subambientes depositacionales, procesos eodiagenéticos y mesodiagenéticos fue presentado por Morad et al. (2012, Fig. 17.6). Estos autores compararon el tamaño de grano de cuatro subambientes depositacionales (canal, planicies de inundación, lóbulos de desbordamiento y lagos en herradura) con los productos diagenéticos principales (Fig. 17.6). Así, por ejemplo, el ambiente de canal estudiado presentó como productos eodiagenéticos formación de pseudomatriz, concreciones, infiltración de arcilla y caolinización de algunos granos de feldespatos; estos productos favorecieron durante la mesodiagénesis la formación de dickita (a expensas de la caolinita) y de illita. En contraposición, el subambiente de planicies de inundación mostró el desarrollo de paleosuelos (principalmente calcretes y dolocretes), junto con la formación de concreciones y cementos de siderita. En los depósitos de lagos en herradura, caracterizados por la asociación de fango y arena, se produjo la formación de siderita durante la eodiagénesis, mientras que en la mesodiagénesis tuvo lugar la neoformación de illita, clorita e interestratificados de minerales de arcilla (Fig. 17.6). La asociación de lóbulo de desbordamiento, conformada por arena fina, presentó características intermedias entre las acumulaciones de canal y planicie de inundación, con dominio de paleosuelos carbonáticos (calcretes y dolocretes), concreciones de siderita e infiltración de arcillas durante la eodiagénesis. La cloritización e illitización de clastos y cementos de caolinita dominó durante la mesodiagénesis (Fig. 17.6).

El efecto sobre la diagénesis en una cuenca de antepaís mediterránea fue analizado por Díaz et al. (2024). En el caso estudiado por estos autores se analiza la respuesta diagenética en dos contextos paleogeográficos distintos (situaciones A y B, Fig. 17.7). Cada área paleogeográfica desarrolló patrones diagenéticos específicos mostrados en la figura 17.7B. De esta forma, y controlado principalmente por los ambientes depositacionales, se registra una asociación dominada por cementos de yeso y anhidrita en el centro de cuenca y otra en la que participan calcita, heulandita y laumontita en la

parte media y proximal (Fig. 17.7). Procesos de illitización y la formación de interestratificados de minerales de arcilla resultan comunes a ambas situaciones.

El-Ghali et al. (2009) presentaron un estudio diagenético de secuencias fluviales y marinas costeras dentro de un marco estratigráfico secuencial. Los mencionados autores separaron cortejos de alta y baja amalgamación de canales limitados por sus correspondientes límites de secuencias (Fig. 17.8).

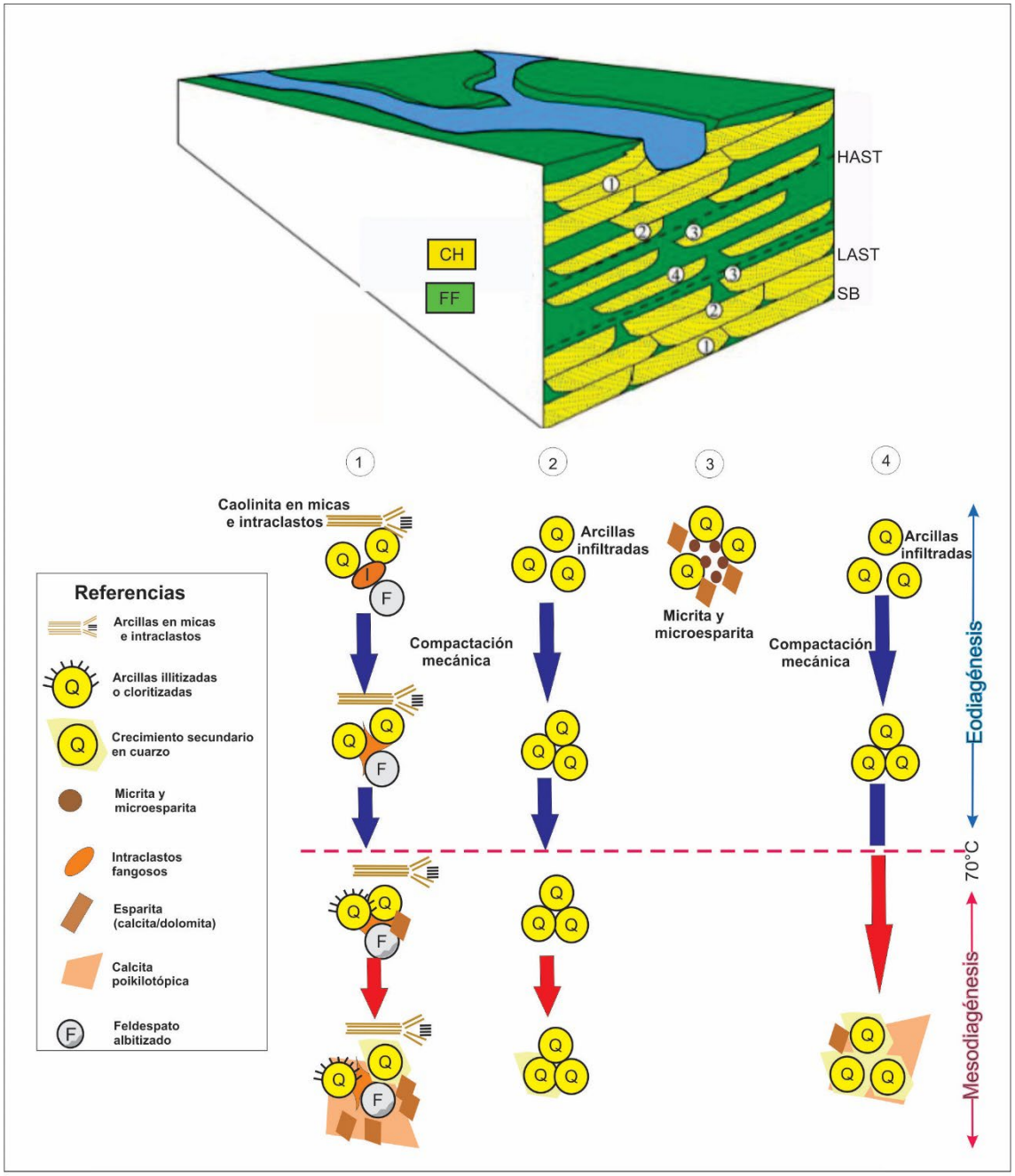


Figura 17.8. Modelo diagenético idealizado para areniscas fluviales en un marco estratigráfico secuencial. CH: Canales; FF: Planicies; SB: límite de secuencia; HAST: Cortejo de alta amalgamación; LAST: Cortejo de baja amalgamación. Modificado de El-Ghali et al. (2009).

En particular, la presencia de caolinita, intraclastos, arcillas infiltradas, granos de glauconita y la existencia de cementos de micrita, microesparita, minerales de arcilla y crecimiento secundarios de cuarzo fue comparada tanto en el ambiente eodiagenético como mesodiagenético (Fig. 17.8). Como conclusiones relevantes, El-Ghali et al. (2009) señalan una profusa cementación eodiagenética de calcita y dolomita, que llevó a la destrucción de gran parte de la porosidad primaria, en depósitos de *foreshore* durante el cortejo de facies transgresivas. Por otro lado, reportaron la disolución parcial de algunos clastos de silicatos y crecimientos secundarios sobre granos de feldespatos potásicos durante el estado de mar bajo debido a la circulación de aguas meteóricas. Finalmente, la formación de glauconita autóctona tuvo lugar en dos situaciones diferentes. Por un lado, hacia el tope de secuencias fluvio-deltaicas durante el estado de mar bajo, y por el otro, en depósitos marinos someros durante cortejos de facies transgresivas por alteración de minerales micáceos (El-Ghali et al., 2009; Fig. 17.8).

Finalmente, puede decirse que la falta de suficientes casos de estudio aún no ha permitido elaborar modelos diagenéticos secuenciales generales, los que probablemente sean primero desarrollados para sistemas depositacionales carbonáticos y siliciclásticos marinos y posteriormente para aquellos desarrollados en cuencas mediterráneas.

En la Figura 17.9 se presenta una tabla que, sin ser exhaustiva, resume los principales procesos diagenéticos que han sido relacionados con superficies de significado estratigráfico secuencial y los cortejos depositacionales. Nótese que para estos últimos se sigue utilizando la nomenclatura “exxoniana” original.

Procesos y productos	Ambiente/clima
Límite de Secuencia	
Infiltración de arcillas	Continental árido
Illitización de arcillas infiltradas	Continental árido
Cloritización de arcillas infiltradas	Marino
Calcretes y dolocretes	Continental árido
Disolución de feldespatos y caolinitización	Continental húmedo
Compactación de intraclastos para formar pseudomatriz	Fluvial/transicional
Superficies internas	
Concreciones continuas y niveles indurados por carbonatos	Marino
Cementación carbonática de residuos bioclásticos/ intraclastos	Marino
Compactación de intraclastos para formar pseudomatriz	Marino
Cementación por sulfuros en relación con mantos de carbón	Marino
Disolución y caolinitización debajo de mantos de carbón	Fluvial/Transicional
Glauconitización	Marino
Cortejo de mar alto	
Cementación por calcita magnesiana/aragonita	Transicional
Disolución por aguas meteóricas debajo del límite de secuencia	Marino
Cortejo de nivel bajo	Marino
Infiltración de arcillas	Marino
Illitización de esmectitas infiltradas	Continental árido
Cloritización de esmectitas	Continental/Marino
Compactación de intraclastos para formar pseudomatriz	Continental húmedo
Disolución de feldespatos y caolinitización	
Cortejo transgresivo	Marino/Tansicional
Formación de pirita por reducción bacteriana de sulfatos	Marino
Cementación/reemplazo/nódulos fosfáticos	Marino
Coatings silíceos	

Figura 17.9. Principales procesos/productos diagenéticos relacionados con controles estratigráficos secuenciales en sucesiones silicoclásticas (modificado de Morad et al., 2012). Para detalles véase el texto.

BIBLIOGRAFÍA

Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J. N., & Al-Aasm, I. S. (2005). Distribution of diagenetic alterations within the sequence stratigraphic framework of shoreface siliciclastic deposits: evidence from Jurassic deposits of NE France. Journal of Sedimentary Research, 75, 943-959.

Amorosi, A. (1995). Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. Journal of sedimentary research, 65(4b), 419-425.

Amorosi, A., & Centineo, M. C. (1997). Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis and sequence-stratigraphic interpretation. Journal of the Geological Society, 154(5), 887-896.

Amorosi, A., & Zuffa, G. G. (2011). Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences. Sedimentary Geology, 236(1-2), 153-163.

Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J. F., ... & Artigas, R. (2003). Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). Journal of sedimentary research, 73(2), 309-327.

Berner, R. A. (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. Journal of Sedimentary Research, 51(2), 359-365.

Bessereau, G., & Guillocheau, F. (1994). Sequence stratigraphy and organic matter distribution of the Lias of the Paris Basin. In Hydrocarbon and Petroleum Geology of France (pp. 107-119). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Borba, A. W., Maraschin, A. J., & Mizusaki, A. M. P. (2004). Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Marica Formation (southern Brazil): Constraints from field data and sandstone petrography. Gondwana Research, 7(3), 871-886.

Burns, F. E., Burley, S. D., Gawthorpe, R. L., & Pollard, J. E. (2005). Diagenetic signatures of stratal surfaces in the Upper Jurassic Fulmar Formation, central North Sea, UKCS. Sedimentology, 52(6), 1155-1185.

Catuneanu, O. (2022). Principles of sequence stratigraphy. 2da edición, Elsevier, Amsterdam. 486 p.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., ... & Winker, C. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92(1-2), 1-33.

Cibin, U., Spadafora, E., Zuffa, G. G., & Castellarin, A. (2001). Continental collision history from arenites of episutural basins in the Northern Apennines, Italy. Geological Society of America Bulletin, 113(1), 4-19.

Coleman, M. L., Curtis, C. D., & Irwin, H. (1979). Burial rate-key to source and reservoir potential. World Oil, 188(4), 83.

Critelli, S. (2018). Provenance of Mesozoic to Cenozoic circum-Mediterranean sandstones in relation to tectonic setting. Earth-science reviews, 185, 624-648.

Critelli, S., & Reed, W. E. (1999). Provenance and stratigraphy of the Devonian (Old Red Sandstone) and Carboniferous sandstones of Spitsbergen, Svalbard. European Journal of Mineralogy-Ohne Beihefte, 11(1), 149-166.

Cross, T.A. (1988) Controls on coal distribution in transgressive-resgressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publication 42, p. 371-380.

Curtis, C.D. (1987) Mineralogical consequences of organic matter degradation in sediments: inorganic/organic diagenesis. In Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies (Eds J.K. Leggett and G.G. Zuffa), pp. 108–123. Graham and Trotman Ltd, London.

De Ros, L. F., & Scherer, C. M. (2013). Stratigraphic Controls on the Distribution of Diagenetic Processes, Quality and Heterogeneity of Fluvial-Aeolian Reservoirs from the Recôncavo Basin, Brazil. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, 105-132.

Diaz, M., Marenssi, S.A., & Limarino, C.O. (2025). Origin, distribution, and significance of cements in the Miocene Vinchina Formation sandstones, Vinchina Foreland Basin, northwestern Argentina. Journal Sedimentary Research, 95, 133-155.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., ... & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94(2), 222-235.

Diessel, C. F. (1998). Sequence stratigraphy applied to coal seams: two case histories. En: Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks. K.W. Shanley and P.J. McCabe (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 59, p. 151-173.

Dolan, J.F. (1989) Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples. AAPG Bull., 73, 1233–1246.

Dutta, P. K., & Suttner, L. J. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate; II, Authigenic mineralogy. Journal of Sedimentary Research, 56(3), 346-358.Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. Sedimentary Geology, 336, 3-13.

El-Ghali, M. A. K. (2005). Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. Sedimentary Geology, 177(3-4), 145-173.

El-Ghali, M. A., Tajori, K. G., & Mansurbeg, H. (2006a). The influence of transgression and regression on the spatial and temporal distribution of diagenetic kaolin in the Upper Ordovician glaciogenic sandstones within a sequence stratigraphic framework, Murzuq Basin, SW Libya. Journal of Geochemical Exploration, 89(1-3), 87-91.

El-Ghali, M. A. K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I., & Ajdanlisky, G. (2006b). Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. Sedimentary Geology, 190(1-4), 299-321.

El-Ghali, M. A. K., Morad, S., Mansurbeg, H., Caja, M. A., Sirat, M., & Ogle, N. (2009). Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France. Marine and Petroleum Geology, 26(3), 289-309.

Emery, D., & Myers, K.J. (1996) Sequence Stratigraphy. London: Blackwell Science, 297 pp.

Fontana, D., Zuffa, G.G., & Garzanti, E. (1989) The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (Eocene-Central Pyrenees, Spain). Basin Res., 2, 223–237.

Froelich, P., Klinkhammer, G. P., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, D., ... & Maynard, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. Geochimica et cosmochimica acta, 43(7), 1075-1090.

Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG bulletin, 73(2), 125-142.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., & Castiglioni, G. (2001). Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen). The Journal of Geology, 109(3), 277-297.

Garzanti, E., Ando, S., Vezzoli, G., & Dell'era, D. (2003). From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, UAE). Journal of Sedimentary Research, 73(4), 572-588.

Garzanti, E. (1991). Non-carbonate intrabasinal grains in arenites; their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. Journal of Sedimentary Research, 61(6), 959-975.

Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. Sedimentary Geology, 336, 3-13.

Garzanti, E., Vezzoli, G., & Andò, S. (2011). Paleogeographic and paleodrainage changes during Pleistocene glaciations (Po Plain, northern Italy). Earth-Science Reviews, 105(1-2), 25-48.

Hart, B.S., Longstaffe, F.J., & Plint, A.G. (1992) Evidence for relative sea-level changes from isotopic and elemental composition of siderite in the Cardium 27 Formation, Rocky Mountain Foothills. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 40, p. 52-59.

Hesse, R. (1990) Early diagenetic pore water/sediment interaction: modern offshore basins. En: Diagenesis (Eds I.A. McIlreath and D.W. Morrow), Geoscience Canada Reprint Series, 4, 277–316. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario.

Hunt, D., & Tucker, M.E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sediment. Geol., 81, 1–9.

Ingersoll, R. V., & Cavazza, W. (1991). Reconstruction of Oligo-Miocene volcaniclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 45, 225–236.

Kantorowicz, J. D., Bryant, I. D., & Dawans, J. M. (1987). Controls on the geometry and distribution of carbonate cements in Jurassic sandstones: Bridport Sands, southern England and Viking Group, Troll Field, Norway. Geological Society, London, Special Publications, 36(1), 103-118.

Ketzer, J. M. (2002). Diagenesis and Sequence Stratigraphy: an integrated approach to constrain evolution of reservoir quality in sandstones (Doctoral dissertation, Acta Universitatis Upsaliensis).

Ketzer, J. M., & Morad, S. (2006). Predictive distribution of shallow marine, low-porosity (pseudomatrix-rich) sandstones in a sequence stratigraphic framework—Example from the Ferron Sandstone, Upper Cretaceous, USA. Marine and Petroleum Geology, 23(1), 29-36.

Ketzer, J.M., Morad, S., & Amorosi, A. (2003) Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: Clay Cements in Sandstones (Eds R.H. Worden and S. Morad), IAS Special Publication, 34, 42–59. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.

Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R., & Al-Aasm, I. (2002) Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. J. Sediment. Res., 72, 760–774.

Lawton, T. F., Pollock, S. L., & Robinson, R. A. J. (2003). Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: application to the Late Cretaceous fluvial systems of southwestern Utah, USA. Journal of Sedimentary Research, 73(3), 389-406.

Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., & Marenssi, S. A. (2010). Análisis del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 17(2), 113-132.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., & Albertani, R. J. R. (2017). Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Marine and Petroleum Geology, 88, 907-931.

Limarino, C. O., Giordano, S. R., Albertani, R. R., Ciccioli, P. L., & Bodan, F. (2020). Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 98, 102480.

Limarino, C. O., Marenssi, S. A., Cesari, S. N., & Ciccioli, P. L. (2021). Late Paleozoic coal beds and coaly mudstones in northwestern basins of Argentina: Paleoenvironmental context and paleoclimatic significance. Journal of South American Earth Sciences, 106, 102898.

Loomis, J. L., & Crossey, L. J. (1996). Diagenesis in a cyclic, regressive siliciclastic sequence: the point Lookout Sandstone, San Juan Basin, Colorado.

Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R., & Baum, G. R. (1988). Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences.

Luo, J. L., Morad, S., Salem, A., Ketzer, J. M., Lei, X. L., Guo, D. Y., & Hlal, O. (2009). Impact of diagenesis on reservoir-quality evolution in fluvial and lacustrine-deltaic sandstones: evidence from Jurassic and Triassic sandstones from the Ordos Basin, China. Journal of Petroleum Geology, 32(1), 79-102.

Lugli, S., Dori, S. M., & Fontana, D. (2007). Alluvial sand composition as a tool to unravel late Quaternary sedimentation of the Modena Plain, northern Italy.

Marchesini, L., Amorosi, A., Cibin, U., Zuffa, G. G., Spadafora, E., & Preti, D. (2000). Sand composition and sedimentary evolution of a Late Quaternary depositional sequence, northwestern Adriatic Coast, Italy. Journal of sedimentary research, 70(4), 829-838.

Marenssi, S. A., Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Schencman, L. J., & Diaz, M. Y. (2015). Using fluvial cyclicity to decipher the interaction of basement-and fold-thrust-belt tectonics in a broken foreland basin: Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, 85(4), 361-380.

Miall, A. D., & Arush, M. (2001). Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. Sedimentology, 48(5), 971-985.

Miall, A. D., Holbrook, J. M., & Bhattacharya, J. P. (2021). The stratigraphy machine. Journal of Sedimentary Research, 91(6), 595-610.

Molenaar, N. (1998). Origin of low-permeability calcite-cemented lenses in shallow marine sandstones and CaCO3 cementation mechanisms: An example from the Lower Jurassic Luxemburg Sandstone, Luxemburg. Carbonate Cementation in Sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, 193-211.

Morad, S. (1998) Carbonate Cementation in sandst**o**nes: distribution patterns and geochemical evolution. En: Carbonate Cementation in Sandstones (S. Morad ed.), Special Publication, 26, 1–26. International Association of Sedimentologists.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F. (2010) The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 94, 1267–1309.

Morad, S., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47, 95-120.

Morad, S., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F. (2012). Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. Linking diagenesis to sequence stratigraphy, Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. (2012) 45, 1–36.

Morad, S., Marfil, R., AL-Aasm, I.S., & Gomez, G.D. (1992). The role of mixing-zone dolomitization in sandstone cementation; evidence from the Triassic Buntsandstein, the Iberian Range, Spain. Sediment. Geol., 80, 53–65.

Moraes, M.A.S., & De Ros, L.F. (1990) Infiltrated clays in Jurassic fluvial sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. Journal of Sedimentary Petrology, v. 60: 809-819.

Moraes, M. A., & De Ros, L. F. (1992). Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, northeastern Brazil.Pedersen, T.F., & Calvert, S.E. (1990) Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks. AAPG Bull., 74, 454–466.

Posamentier, H.W., & Vail, P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and Systems Tract Models. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publication 42, pp. 125-154.

Posamentier, H.W., & Allen, G.P. (1999) Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 7, 210 pp.

Proust, J. N., Mahieux, G., & Tessier, B. (2001). Field and seismic images of sharp-based shoreface deposits: Implications for sequence stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research*, *71*(6), 944-957.

Roca, X., & Nadon, G. C. (2007). Tectonic control on the sequence stratigraphy of nonmarine retroarc foreland basin fills: Insights from the Upper Jurassic of central Utah, USA. Journal of Sedimentary Research, 77(3), 239-255.

Ruffell, A., & Wach, G. (1998). Firmgrounds–key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). Sedimentology, 45(1), 91-107.

Ryu, I. C., & Niem, A. R. (1999). Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tyee Basin, Oregon. Journal of Sedimentary Research, 69(2), 384-393.

Sloss, L. L. (1984). Comparative anatomy of cratonic unconformities: in Schlee, J. S., ed., interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36, p. 1-6.

Spadafora, E., De Ros, L. F., Zuffa, G. G., Morad, S., & Al-aasm, I. S. (1998). Diagenetic evolution of synorogenic hybrid and lithic arenites (Miocene), northern Apennines, Italy. Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution, 241-260.

Sutton, S.J., Ethridge, F.G., Almon, W.R., Dawson, W.C., & Edwards, K.F. (2004) Textural and sequence-stratigraphic controls on sealing capacity of Lower and Upper Cretaceous shales, Denver basin, Colorado. AAPG Bull., 88, 1185–1206.

Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L., Curtis, C.D., Marshall, J.D., & Awwiller, D.N. (2000) Carbonate cementation in a sequence stratigraphic framework: Upper Cretaceous sandstones, Book Cliffs, Utah-Colorado. Journal of Sedimentary Research, v. 70, pp. 360-372.

Tilley, B. J., & Longstaffe, F. J. (1984). Controls on hydrocarbon accumulation in glauconitic sandstone, Suffield heavy oil sands, southern Alberta. AAPG bulletin, 68(8), 1004-1023.

Tucker, M.E. (1993) Carbonate diagenesis in a sequence stratigraphic framework. In: Sedimentology Review (Ed. V.P. Wright), 51, 72. Blackwell, Oxford.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., & Thompson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (ed.), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 63-81.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., & Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series, No. 7.

Vezzoli, G., & Garzanti, E. (2009). Tracking paleodrainage in Pleistocene foreland basins. The Journal of Geology, 117(4), 445-454.

Walker, T.R., Waugh, B., & Crone, A.J. (1978) Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 89, 19–32.

Weltje, G. J., Meijer, X. D., & De Boer, P. L. (1998). Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. Basin research, 10(1), 129-153.

Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P., Mountjoy, E.W., & Homewood, P.W. (2000) Bypass margins, basin-restricted wedges and platform-to-basin correlation, Upper Devonian, Canadian Rocky Mountains: implications for sequence stratigraphy of carbonate platform systems. J. Sediment. Res., 70, 913–936.

Wilkinson, M. (1991) The concretions of the Bearreraig Sandstone Formation: geometry and geochemistry. Sedimentology, 38, 899–912.

Worden, R.H., & Morad, S. (2003) Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution, In: Clay Mineral Cements in Sandstones (Eds R.H. Worden and S. Morad), IAS Special Publication, 34, 1–41.

Zuffa, G.G. (1980) Hybrid arenites: their composition and classification. J. Sediment. Petrol., 50, 21–29.

Zuffa, G.G. (1987) Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies (A Volume in Memory of C. Tarquin Teale) (Eds J.K. Leggett and G.G. Zuffa), pp. 39–61. Graham and Trotman Ltd, London.

Zuffa, G. G. (1991). On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. Geological Society, London, Special Publications, 57(1), 23-29.

Zuffa, G. G., Cibin, U., & Di Giulio, A. (1995). Arenite petrography in sequence stratigraphy. The Journal of Geology, 103(4), 451-459.